材料保护

1960年创刊·
www.mat-p

机械院武汉材料保护研究所
中国腐蚀与防护学会
中国表面工程协会
中国机械工程学会表面工程分会　主办

材料保护杂志社　出版

2 2002.V

高等学校教材

普通地质学

中国地质大学
徐成彦　赵不亿　主编

地质出版社

内 容 提 要

本书是高等学校地质类专业用的普通地质学教材。全书约50余万字，内容广泛，取材新颖。为便于学生初学，本书着重于基本概念、基本理论的阐述，文字力求通俗简明。为与地质科学的发展相适应，在内容上适当吸取了国内外的一些最新资料。

本书主要内容包括地球的基本知识；地壳演变发展的各种动力作用过程（内、外力地质作用）；岩石圈（主要是地壳）的运动规律及其演变的概念；太阳系的有关特点及地球的起源问题等。并简要介绍了环境地质的有关内容。

※ ※ ※

本书由张宝政、段光贤、李叔达主审，经地质矿产部普通地质学教材编审委员会于1985年8月召开的全体会议审稿同意作为高等院校地质类专业的教学用书。

高等学校教材
普 通 地 质 学
徐成彦 赵不亿 主 编
*
责任编辑：张荣昌 颜怀学
地质出版社出版
（北京西四）
地质出版社印刷厂印刷
（北京海淀区学院路29号）
新华书店总店科技发行所发行
*
开本：787×1092 1/16 印张：22.875 字数：538,000
1988年6月北京第一版・1988年6月北京第一次印刷
印数：1—12,000册 定价：3.80元
ISBN 7-116-00142-5/P・126

前　言

《普通地质学》是高等院校地质类专业开设的第一门专业基础课。

为满足教学要求，本书着重基本概念和基本理论的阐述，并注意与当前地质科学发展相适应和与中国地质实际相结合。

本书的主要内容包括有关地球的基本知识，各种动力地质作用的基本原理和过程（包括其产物特征），地壳或岩石圈的运动规律及其发展演化的基本概念，太阳和行星地质的一般知识，以及地球的起源问题等，并简要介绍了环境地质的基本内容。

本书是在我院过去教材的基础上经过反复修编而成的。1985年8月在昆明由地质矿产部普通地质教材编审委员会全体会议审议，与会代表对书稿进行了详细评审。会后作者根据评审意见作了全面修改。1986年4月在武汉经主审张宝政、段光贤、李叔达和责任编辑颜怀学、张荣昌等组成的评审小组进行了详细审议，并决定由主编修改定稿后交付出版。

本书由中国地质大学（武汉）普通地质教研室集体编写，其详细分工如下：绪论及第一、二、五、七、八、九、十二、十三、二十二章由赵不亿编写；第四、十四、十五、十八、十九、二十章由徐成彦编写；第三、十六、十七章由李鸿儒编写；第十一章由沈锡昌编写；第六章由郭步英编写；第十章由马丽芬编写；第二十一章由胡家杰编写。由主编徐成彦、赵不亿统纂，并根据评审意见进行了全面修改和完成定稿。

在本书编写过程中，承蒙主审和参加审议同志们的详细评阅并提出许多宝贵意见；并得到我院其他各教研室和兄弟院校及有关生产、科研单位的大力支持和提供资料，在此一并表示衷心感谢。

本书绘图工作由我院绘图室王润斋、崔宁、方敏、林露西、唐核之完成。我室王京名负责照片的翻拍及加工。曾克锋、黄颖、薛秦芳等为本书作了图版编录等许多具体工作。

由于我们水平有限，书中尚可能存在一些缺点和错误敬请读者批评指正。

编者　　1986年8月

目 录

绪论

第一节 地质学的研究内容

普通地质学是学习地质学的入门课程。它系统地阐述了地质学的一般理论和一些基本概念。

地质学（geology）的主要研究对象是固体地球。当前，它的研究重点是固体地球的表层——地壳（或岩石圈）。它的主要研究内容包括固体地球（或地壳）的物质组成、构造及其形成和演变的历史。

随着科学技术的发展，人类对矿产资源（包括能源）的需求日益增加。地质学的任务之一，就是研究矿产资源的形成和分布规律，以便更好地开发和利用矿产资源，造福于人类。地质学还在改善人类生活的许多方面起着重要作用，如工程建筑、环境保护、国土整治、城市规划、防治自然灾害（包括火山、地震、洪水、泥石流等）及旅游资源开发等许多方面，都需要以地质资料作为研究和设计的依据。目前，在许多国家的政府机构中都设立了专门的地质工作部门。

地质学的发展不仅丰富了人类的知识宝库，促进了现代科学的发展，而且，为辨证唯物主义和创造精神文明提供了有力的依据。

随着生产和科学技术的发展，人类对自然界的认识逐步深入，对各门自然科学的要求愈来愈高，并不断地开拓出新的学科领域。当前各门科学发展的共同趋势是互相利用和相互结合，从而，形成许多具有独特意义的科学分支。地质学也不例外，它已发展成为一个完善的学科体系，现按其研究内容和任务的不同，将其主要分科概要介绍如下：

1．在研究地球（以地壳为主）物质组成方面的学科有结晶学、矿物学、岩石学等；

2．在研究地壳运动、形变及地表形态特征方面的学科有构造地质学、大地构造学、地貌学等；

3．在研究地壳的演变历史和古代自然面貌方面的分科有古生物学、地史学、同位素地质年代学、地层学、古地理学和第四纪地质学等；

4．在研究矿产资源的形成和分布规律，以及为寻找和勘探矿产的理论和方法方面的分科有矿床学、石油地质学、煤田地质学、找矿勘探地质学等；

5．在研究各种工程建筑地基的地质条件和勘查理论方面的有工程地质学等；

6．在研究地下水的运动和分布规律方面的有水文地质学等；

7．在防范自然灾害、保护和利用自然环境方面的有环境地质学、地震地质学、旅游地质学等。

地质学所研究的各种地质现象是各种地质营力长期作用的产物，是在非常复杂的物理、化学及生物条件下各种自然因素综合作用的结果。要阐明自然界这一复杂过程及其规律，必须利用现代物理学、化学、生物学、数学和力学等方面的理论和方法，于是产生了地球物理学、地球化学、同位素地质学、生物地球化学、数学地质、地质力学及实验岩石

学等许多重要学科。

随着地质学的发展和不断引入其它学科的技术和方法，形成了一系列为地质研究服务的方法技术性学科，如探矿工程、勘探地球物理学、勘探地球化学、实验地质学、数学地质和遥感地质学等。可以预料，随着地质学和各种科学的发展，地质学还会开拓更多新领域和形成更多新的学科分支。

第二节　地质学的研究方法

地球是一个庞大而又复杂的物体，它具有长期的发育历史，因而，在考虑其研究方法时也应注意以下特点：

1．空间的广泛性　　地球是一个庞大的物体。地质学研究的主要对象——地壳的厚度也很大，在大陆上一般在30—60km之间。目前人类通过各种手段（如钻探等等），只能观察到地壳的上部，其深度不超过12km，对于地球深部的物质及其运动特点，主要根据地表现象的观测和地球物理方法获得的信息加以推断。地质学具体研究对象的大小差别很大，可以从几微米到几千公里以上。地质作用过程所涉及的范围和规模都较大，常会超越人类生活中的惯用尺度。地球又是一个极不均一的物体，它的各个部位无论在物质状态、运动和演变特点上都具有一定差异。这就要求在研究各种地质作用或地质现象时，既要注意地球整体的宏观特征，也要注意地域性的差异和物体内部的某些微观特征。

2．时间的漫长性　　地壳自形成以来，经历了漫长的发展历史。在地质历史时期，曾发生过许多重要的地质事件，谱写了一部地壳发展和演变的历史。短暂的人生是不可能目睹和模拟这些地质历史过程的，但却可通过研究记录在岩石中的各种现象（如岩石特征、地质构造特征和古生物化石的特征等）来推断曾经发生过的某些地质事件的主要特点和周围的环境主要特征。通过各种地质事件产物——地质现象的特征反推当时地质事件的发生条件、过程及其特点，是地质学常用的一种研究方法。

地质历史中各种地质事件的发生过程多数是缓慢的。例如，现代海洋中泥沙沉积的速度，据观测，一般每年不过几厘米、十几厘米，有的地方仅几毫米。不过，如果考虑到这一过程可能要进行几十万年至几百万年，这样就可能造成一个地区某一时期的沉积物可厚达几百米乃至几千米。可见，多数地质过程在短时间内不一定有显著效果，许多地质现象都是经过漫长的时间后才形成的。地质学用以度量时间的单位与人们生活中惯用的时间单位不同，需用百万年作为基本时间单位。

3．地质过程的复杂性　　地球是个异常复杂的物体，地球中的物质运动包括了无机界的物质运动和有机界的物质运动。地质过程包括了化学、物理、生物等多种运动方式，是一个非常复杂的过程。同时，地球内部各部分的物理状态存在着复杂的变化。如地表处于常温、常压状态，但地球内部温度可逐渐增至4000—6000℃，压力也可逐渐增至 3×10^6Pa。显然，这些变化会使地球表面和内部的物质运动和物质状态产生巨大的差异。此外，各种地质过程还会受地域性因素的影响，因而地质过程是相当复杂的。

由于上述特点，使地质学的研究方法也有自身的特点。地质学可以引用数学、物理学和生物学等的某些原理和方法，但又不能单纯依靠数理推导或某些推断方法建立的数学、物理学或其它模型去解释各种复杂的地质过程。随着科学技术的发展，地质学者需要运用

各种实验室研究方法去揭示物质的某些构造特征，或利用实验来模拟某些地质过程，以利于科学的推断和解释。但在目前的实验室条件下还难以模拟地球内部的超高温、超高压及其它环境，也无法模拟地质作用的缓慢作用过程，因而实验结果往往与自然过程有一定差距，因此在实验室中只能近似地模拟某些地质过程。

和其他自然科学一样，正确的地质理论必须建立在综合分析大量反映自然界客观规律的实际资料之上，并能经受反复实践的检验才能成立。地质学研究重视在实验室中进行的测试工作，但更重视野外地质调查工作，只有通过野外地质调查，才能获得可靠的原始资料。从野外地质调查到获得正确的结论，通常要经过下列过程：

1．调查研究与决策　收集和分析研究已有的地质资料，确定研究方向和预期目标，制定研究方案、步骤和措施；

2．收集有关数据和资料　按照研究方案选定研究方法和手段，尽可能详尽、客观和系统地收集各种地质数据、样品和有关资料；

3．归纳综合和推论　对在野外和实验室经过研究获得的资料进行加工整理、综合、分析、归纳和对比，以作出符合客观实际的推论；

4．推论的验证　通过生产实践或科学实验来证实或检验这些推论是否符合客观地质事实，或在解决地质问题和找矿勘探工作中进行验证。

整个研究过程，实质上是从实践提高到理论，又以理论指导实践进行验证的过程，如此反复进行，以达到认识上的飞跃。

地质学和其它自然科学一样，通过科学实践逐渐形成了若干假说和学说，这些假说和学说对推动地质学的发展起着重要的作用。所谓假说是根据某些客观现象归纳得出的结论，它有待进一步科学实践的验证；而学说则是通过生产实践和科学实验的检验在一定学术领域中形成的理论和主张。它们为探索地质过程的客观规律指出了方向，对实践起着一定的指导作用。同时，在实践过程中不断得到检验、补充和修正，使其日趋完善；当然，有些假说和学说也可能在实践中被否定。

地质学的研究是根据保留在地层和岩石中的各种痕迹和现象并结合现代正在发生的地质现象来分析和推断地质历史时期各种地质事件的存在及其特征的。这种思维和逻辑推理的方法被称为"历史比较法"，即通常所谓的"将今论古"的原则。例如现代珊瑚只生活在温暖、平静、水质清洁的浅海环境中，如果在岩石中发现有珊瑚化石，便可推断这些岩石是在古代浅海环境中形成的。又如现代处于旱气候下的湖泊或滨海泻湖中，常有卤化物或其它盐类矿物沉淀，与其伴生的泥沙沉积物中的铁质，因氧化作用强而形成高价铁，将其浸染成红色。实际工作中，如发现含盐类矿物的红色沉积岩层，便可推断该地区该岩层沉积时位处于旱气候带；同理，如发现含大量植物化石的黑色炭质页岩，可以推断该岩层形成时处于潮湿的沼泽环境。把同一地区不同地质历史阶段各种地质作用特点及当时所处的地理环境作一综合分析，则可勾画出该地区地壳演变的历史轮廓。

历史比较法的奠基者是英国地质学家莱伊尔（C. Lyell，1797—1875），他继承了郝屯（J. Hutton，1726—1797）的均变论学说，在其《地质学原理》(1830)一书中用丰富的资料，系统地论证了古今地质作用的相似性，明确指出历史比较法的原则是"现在是了解过去的钥匙"。为研究地壳发展历史和古代地质作用的特点，以及恢复古地理环境提出了正确的分析、判断、推理的思维方法，对现代地质学的发展起了促进作用。恩格斯高度评价了莱伊

尔，说他“把理性带进地质学中”（《自然辩证法》人民出版社1962年版第10页），并认为他是继康德、拉普拉斯提出关于天体的形成假说后，又在当时的僵硬的自然观上打开的第二个缺口。

其实，早在北宋时，我国学者沈括（1031—1095）在《梦溪笔谈》一书中曾多次论述了类似的思想，如卷二十四中记载有“……遵太行而北，山崖之间，往往衔螺蚌壳及石子如鸟卵者，横亘石壁如带。此乃昔之海滨，今东距海已近千里。所谓大陆者，皆浊泥所湮耳。……”，他根据太行山麓含螺蚌化石的砂砾岩，推断得出太行山在古代曾处于滨海环境的结论，而且还论述了华北平原的成因。这些结论在今天看来也是正确的。他的论述比郝屯和莱伊尔要早六百多年。

必须指出，C. 莱伊尔所提出的历史比较法是存在缺陷的，在他看来，在漫长的地质年代中，地球的演变是以渐进的方式持续进行的，而且无论是过去还是现在，其方式和结果都是一致的。但是，目前有足够事实证明，在地质历史中有机界和无机界都在进化和演变着，而且其进化过程是不可逆的，不存在古今绝对一致的规律。随着离现代时间愈久，这种差异性也就愈大。例如，六亿年前，海洋中有大量硅质（SiO_2）沉积，这可能与当时的大气成分和海水的特性有关，随着大气圈和海洋的演变，在现代海洋中就很难形成类似的沉积；又如古代生长在浅海环境中的某些生物，现代却在深海中发现它的踪迹。所以，如不考虑历史的发展而机械地运用“将今论古”的原则，也可能带来片面性的结论。

历史比较法不仅在地质学理论的发展过程中起过重要作用，同时在找矿勘探工作中也有重要意义。近年来，在寻找石油、煤等各种沉积矿产时，由于重视现代地质作用规律的研究，并总结出了各种地质环境的沉积作用模式、沉积物的特点和有利成矿的条件等等，这项工作为恢复古沉积环境提供了依据，同时也使找矿工作的准确性和效率得以提高。

郝屯和莱伊尔强调了地球的演变过程是渐变或均变的过程，被称为“均变论”（uniformitarianism）。与其相对立的是“激变论”（catastrophism），则认为导致地球演变的原因是某些短暂的、剧烈的激变事件。其实“均变”和“激变”是事物对立的两个方面。在地球演变过程中既存在着渐变的过程，也存在着激变的过程。例如，在地层或岩石中存在着突变，这个突变代表了两阶段地质过程的差异，可以认为是激变过程。同时，某些偶然的因素（如陨石对地球的撞击）也可导致在地球演变过程中发生激变。例如，在七千万年到二亿年前曾是恐龙大量繁衍的时代，但恐龙均于七千万年前突然灭绝了，是什么原因导致其灭绝呢？有人发现当时形成的岩石中铱的含量很高，因而推论当时曾有巨大陨石(星）撞击地球（铱含量高是撞击时的一种“污染”现象），致使地表环境发生巨变，使恐龙无法生存而灭绝。尽管这一推论仍有待于探讨，但当时地壳曾发生过剧烈的变动则是可以肯定的。在地质历史中，这种突变现象是常见的。正确的思维方法应当是在承认地球演变过程的缓慢性和渐进性的同时，也承认存在着阶段性的激变过程。即地球和地壳的演变经历了渐变—激变—渐变的反复发展的过程。当然，由于地壳是复杂的，不同地域按上述规律演变的时序是不尽相同的，演变过程的特点也各有特色，因而造成地壳不同部分无论在物质组成和构造上都存在着差异。这种思维方法不仅符合据大量地质资料综合所获得的规律，也符合辩证唯物主义的原则。

第三节 我国地质工作者的光荣任务

为实现我国"四个现代化"和建设社会主义强国的宏伟目标，地质工作必须先行。要发展工农业生产、国防建设和科学技术，必须有足够的物质基础（如化肥、能源和各种原材料等）作保证，这些物质基础大多数取自地下矿产资源。为了满足人们日益提高的生活要求，需要有各种生活用品，这些用品不少也是以矿产品为基本原料的。寻找各种矿产资源需要地质工作，地质工作者是社会主义建设事业的开路先锋，我们必须提前五年到十年为社会主义建设准备好充足的矿产资源和为开发资源所需要的地质资料。稍有失误，便会造成"一马挡路，万马不能前行"的严重局面。在农业方面，还需要解决水的问题（我国有8亿亩农田严重缺水），一些城市和工矿企业也迫切需要解决供水问题，这就需要进行水文地质调查工作，为探明地下水的分布和合理开发地下水提供依据。地质工作者还要为公路、铁路、港口、桥梁、水坝、工厂、大型建筑等选择最适宜的线路和地址，并研究、解决其边坡和地基稳定等有关的地质问题，为设计、施工提供可靠的地质资料。此外，为了保护人民健康，防止环境污染、探讨某些地方病的起因等也要研究其有关的地质问题；为了预防和预报地震、滑坡、泥石流等自然灾害也需对其发育的地质规律进行研究。可以说，地质工作者的服务范围遍及社会主义建设事业的各行各业，而且还必须先行一步，肩负起社会主义建设事业的"侦察兵"这一光荣职责。

建国三十多年来，地质工作在党的领导下，为社会主义建设事业做出了卓越的贡献。地质队伍已由解放前不足200人，仅有十几台钻机的状况，发展为拥有各种先进设备和数十万职工的庞大队伍。三十多年来，我国的地质工作者取得了令人满意的成果，世界上已知的140多种矿产在我国均已发现，其中钨、锡、钼、锑、锌、镁的探明储量居世界首位；煤、铁、铜、锰、铝、铅、金、汞等十七种矿产的探明储量也位居世界前列。克拉玛依、大庆、胜利、大港、中原等大油田相继发现和开发，渤海、南海、东海的海上钻探取得了满意的成果，塔里木盆地、四川盆地、鄂尔多斯盆地等许多内陆盆地相继发现了有利成油的地质环境和良好的储油构造，并已勘探出石油、天然气。这说明我国石油资源的前景是相当乐观的。在世界上有许多被认为是稀有金属（如铌、钽、钛、钒等）的矿产，经勘查表明在我国并不稀有。地质工作者在西北、华北的干旱、半干旱地带探明了大量地下水资源，使一些缺水的农田、城市和工矿企业解脱了干旱缺水的威胁。总之，我国地质工作者以自己的艰苦劳动，为国家的欣欣向荣做出了应有的贡献。

我国幅员广阔、地势雄伟、山川壮丽，地质构造和矿产资源丰富多彩，其形成条件复杂而多变。有世界罕见的、几乎含有所有化学元素的内蒙白云鄂博铁矿，有举世闻名的南岭钨、锡及多金属成矿带。在世上瞩目的"世界屋脊"青藏高原和喜马拉雅山脉有复杂的地质构造和丰富的矿产；在近3000000km^{2}海疆的大陆架上不仅有丰富的水产资源，而且有丰富的矿产宝藏。这些资源已引起国内外地质界的极大关注；还有很多在地质学上有待探索的奥妙和等待攀登的高峰。我国的广大地质工作者，特别是年青的一代，有责任、有义务担负起进一步开拓的任务，为祖国的繁荣，人类的幸福去奋斗、去拼搏。

第四节 普通地质学的任务和内容

普通地质学是为学习地质学而设立的一门基础课，并不是地质科学的一个独立分科。通过这门课程的学习，要求学生掌握地质学的一般基础理论和基本知识；初步具备地质学分析、推断问题的思维能力（或地质思维）；并初步了解地质学的一般工作方法。

普通地质学的主要内容包括地球和地壳的基本特征；外动力地质作用的一般规律及其产物；内动力地质作用的一般规律及其产物（或结果）；地壳发展和演变的一般规律及有关学说；宇宙地质及环境地质的基本知识等几部分。对地质学的初学者来说，有必要在深入学习地质学各门学科之前，对地质学的基本理论和知识有一个系统的、梗概的了解，借以建立正确的地球观，为深入掌握地质理论奠定坚实的基础。应该指出，普通地质学的一部分内容在后续课程中将不再重复，有些虽然还会在后续课程中涉及，但它们是在普通地质学的基础上的进一步深入。

学习普通地质学首先要弄懂各种地质概念的涵义，要善于总结、对比和领会地质思维方法的要领，才能取得“事半功倍”的效果。地质学是实践性很强的学科，许多理论和概念都要通过实践来验证和深化，因此，要重视各种实践环节，以提高独立分析和解决问题的能力。

学习是艰苦的劳动，要有不畏艰难的精神，才能攀登科学的高峰。胜利属于勤劳而又坚韧不拔的人。

第一章　地　　球

第一节　地球的形状、大小和表面形态

地球具有一定的圈层构造，其固体部分可分为地壳、地幔和地核三个主要圈层；外部有水圈、大气圈和生物圈。

地球的形状和表面形态特征是地球长期演变的结果，地球表层的水和大气的运动，以及生物的生命活动对地球表层的演化都起着重要的作用，它不仅形成了各种表生岩石和矿产，并对地球表面各种地形形态的形成起着决定性的作用。

对于地球的形状和地表形态的发展演化问题，早已为广大地质学者所关注，它的形状是其内部物质状态和运动的结果，因而它也反映了地球的内部构造。

一、地球的形状和大小

随着人类对地球认识的加深，人们对地球的形状和大小的认识也愈来愈准确。19世纪通过重力测量和弧度测量，得出地球是一个扁球体（旋转椭球体）的推论。目前通过人造卫星观测和计算，已能较精确地获得地球形状的数据。

通常所说的地球形状是指大地水准面（geoid）所圈闭的形状。大地水准面是由平均海平面所构成，并延伸通过陆地的封闭曲面。海平面在重力作用下是一个等位面❶，面上各点的重力位相等。在通常情况下，平均海平面的位置不变，可作为大地测量中高程的标准。

1975年第十六届国际大地测量和地球物理学会（IUGG）决议采用据人造卫星观测及卫星轨道变化推算的地球形状数据（表1—1）。

表 1—1　地　球　形　状　参　数

赤道半径（a）	6378.140km	子午线周长	40008.08km
两极半径（c）	6356.779km	表面积	$5.1007\times10^{8}km^{2}$
平均半径 $(a^{2}c)^{1/3}$	6371.012km	体　积	$1.0832\times10^{12}km^{3}$
扁　率 $(d=\frac{a-c}{c})$	1/298.275	地球质量（M）	$(5.9742\pm0.0006)\times10^{24}kg$
赤道周长	40075.24km	万有引力常数（G）	$(6.672\pm0.004)\times10^{-4}m^{3}\cdot kg^{-1}\cdot s^{-2}$

（据 IUGG，1975）

据表1—1数据求得的地球形状为扁率不大的三轴椭球体。人造卫星精密测量发现，南半球比理想椭球体表面略偏低，南极向内凹约30m；北半球略向外凸，北极约凸出10m（图1—1）。地球赤道面呈椭圆形，其长轴指向东经160°、西经20°，长轴较短轴长430 m。从

❶ 重力等位面是连接重力位相同点构成的面，面上各点与重力方向垂直。重力位是在重力场中单位质量质点所具有的能量，愈靠近地表重力位愈大。

人造卫星上拍摄的地球照片也说明它是一个扁率不大的椭球体（图1—2）。

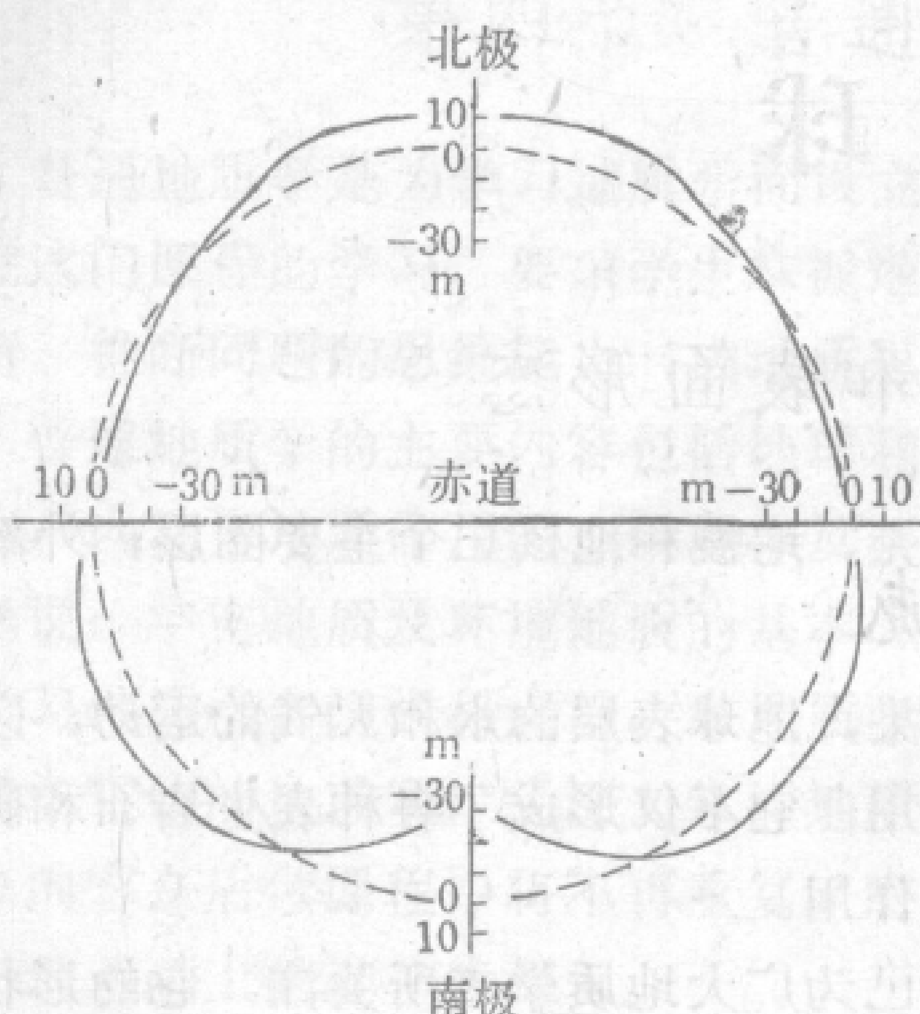


图 1—1 大地水准面和扁球面

（引自King、Hele等，1969）

实线（比例尺已夸大）为大地水准面，点线为地球的理想扁球面

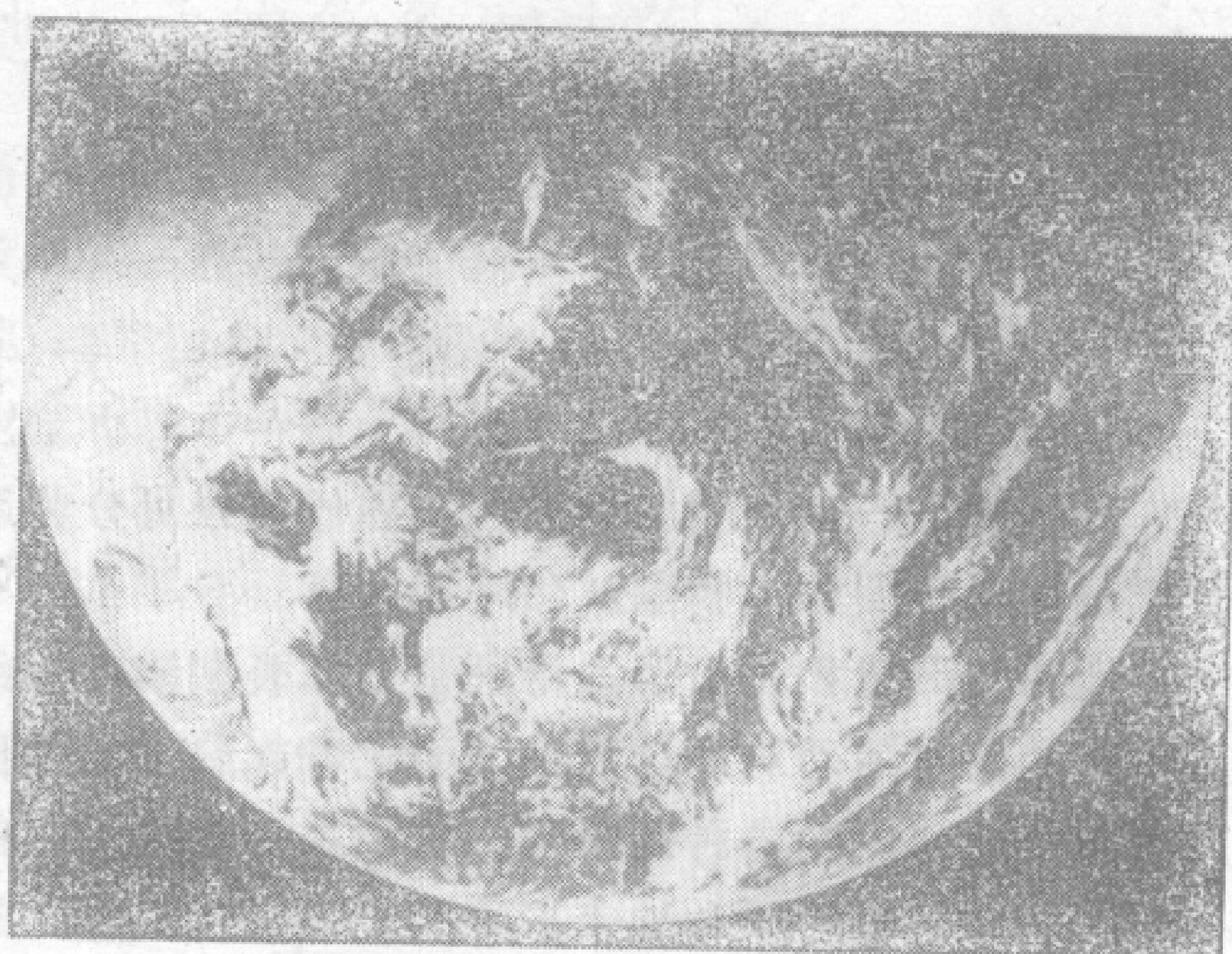


图 1—2 从人造卫星观察地球

二、地球的表面形态

地球表面面积的70.8%（$3.61\times10^8km^2$）被海洋覆盖，陆地只占29.2%（$1.49\times10^8km^2$），海洋与陆地之比为2.5:1。

大陆和大洋在地球表面的分布是不均匀的，65%的陆地集中在北半球，因而北半球有陆半球之称，即使如此，陆地仅占该半球的39%；南半球陆地面积较少，只占该半球面积的19%，因而被称为“水半球”。各大陆的轮廓有某些相似性，所有大陆的北端宽、南端窄，大致呈倒三角形，并多在北端与其它大陆相连（图1—3）。南、北美洲东岸与欧洲、非洲西岸的海岸线形态酷似，若把它们移近，两侧海岸线可大致拼合，巴西正好嵌入几内亚湾，西非的几内亚等则可套进墨西哥湾。南美洲的南端略向东弯，非洲的南端则略向西弯。这些现象早就引起了人们的注意，从而提出了关于大陆漂移的假说，近代地质学的研究成果已证实，这是完全可能的。

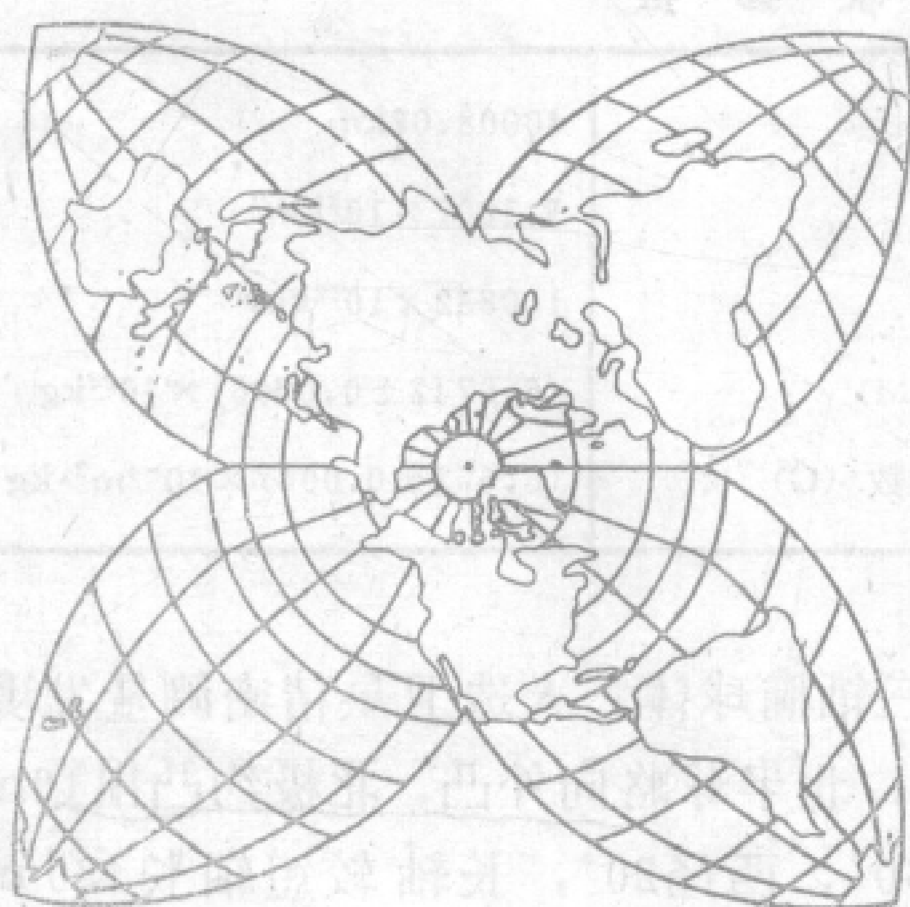


图 1—3 大陆的分布

地球表面是起伏不平的。大陆上的最高点在喜马拉雅山脉的珠穆朗玛峰（海拔8848.13m）；最低点是约旦境内的死海（海拔为−392m），我国的最低点为新疆吐鲁番盆地中的艾丁湖（湖面高程海拔为−155m）。大陆上以低于海拔1000m的平原、丘陵和盆地的面积最大，约占地球表面积的20.8%。大陆的平均高度为875m。海洋中以水深

4000—6000m 的深海盆地面积最广，约占地球表面积的30.8%，海洋的最深处是海沟，马里亚纳海沟的最深点为－11033m。海洋的平均深度为3729m。

现将地表的起伏特点和不同高程地面所占的比例用图、表形式说明如下(图1—4，表1—2)。

表 1—2 各级高度（深度）占地球表面积比例

陆地高度 (m)	各级高度所占面积 10^6 km^2	占地球表面积的比例（%）	海洋深度 (m)	各级深度所占面积 10^6 km^2	占地球表面积的比例（%）
＞3000	6.12	1.2	0－200	27.45	5.4
3000—2000	10.20	2.0	－200—－1000	15.33	3.0
2000—1000	23.97	4.7	－1000—－2000	14.87	2.9
1000—200	60.69	11.9	－2000—－3000	24.56	4.8
200—0	47.94	9.4	－3000—－4000	70.81	13.9
			－4000—－5000	120.58	23.6
			－5000—－6000	83.13	16.3
			＞－6000	4.33	0.9
合　计	148.92	29.2	合　计	361.06	70.8

（据 茂木昭夫略有修改，1978）

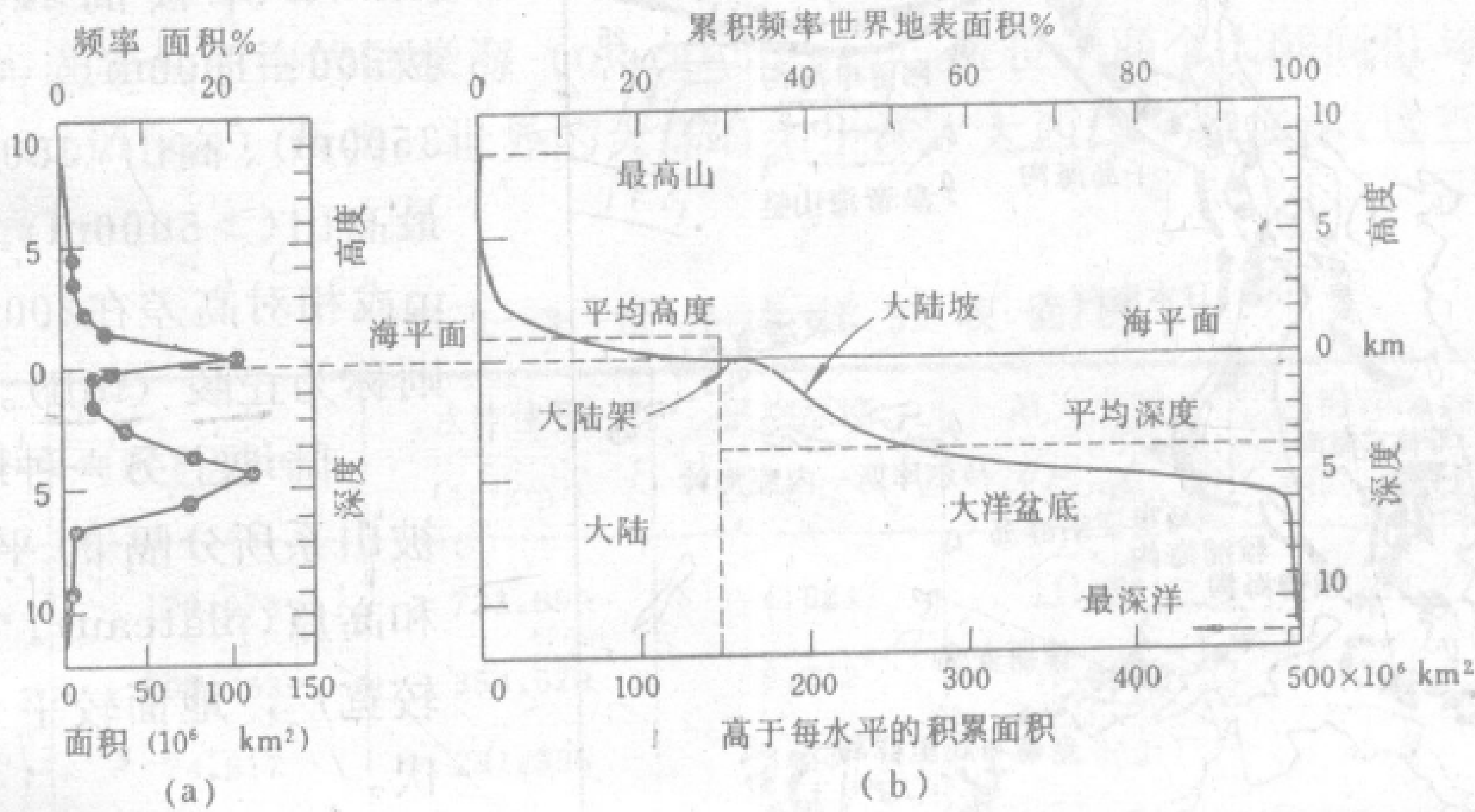


图 1—4 海陆起伏曲线（示不同高度地形所占百分比）

a—频率分配；b—累积高深曲线

(一) 大陆的地形特征

大陆最主要的地形特征之一是有一系列呈弧形或线形展布的山系（mountain system）。山系是在成因上有联系的若干相邻山脉（mountai rnange）的综合体。现代最高的山系（相对高差达3000—5000m）有二：

1. 阿尔卑斯-喜马拉雅山系　　该山系西起北非的阿特拉斯山，经欧洲的阿尔卑斯山，高加索山等山脉，东至亚洲的兴都库什山、喜马拉雅山，其总体为东西向延伸，略呈弧顶南凸的弧形，至我国横断山脉向南转折直抵印度尼西亚，该山系由强烈褶皱的岩层构成。

2. 环太平洋山系　　该山系沿太平洋两侧展布。在太平洋东岸有北美的阿拉斯加山

脉、海岸山脉、落基山脉等及南美的安弟斯山脉。这些山脉的绝对高度虽不及喜马拉雅山系，但因其毗邻着紧靠海岸发育有深海海沟，其相对高差相当大，如安弟斯山脉中段海拔高程为6000m，与其毗邻的秘鲁-智利海沟却深达8000m以上，两者间距不到300km，其相对高差可达14700m，成为地表高差最悬殊的地带之一。太平洋西岸则发育有一系列岛屿构成的岛弧（图1—5），弧顶向海洋凸出，弧的外缘也多发育有海沟，二者相对高差亦很大，同样是高差最悬殊的地带。

上述两个山系的形成年代都不长，至今地壳抬升作用仍然很显著，是地壳运动强烈的地带。该地带不仅地形高差大，而且现今火山、地震作用相当强烈，据统计世界上80%的浅源地震和75%的活火山均发育于环太平洋山系附近。

此外，大陆上的一些山系，因形成年代较早，地壳已渐趋稳定，并长期遭受剥蚀破坏，一般高差较小（常为500—2000m），如欧亚之间的乌拉尔山脉及北美的阿巴拉契亚山脉。有些山脉虽形成较早，但近期因受地壳运动影响，强烈上升，所以高差也较大，如我国的阿尔泰山、天山、昆仑山、祁连山、秦岭等。

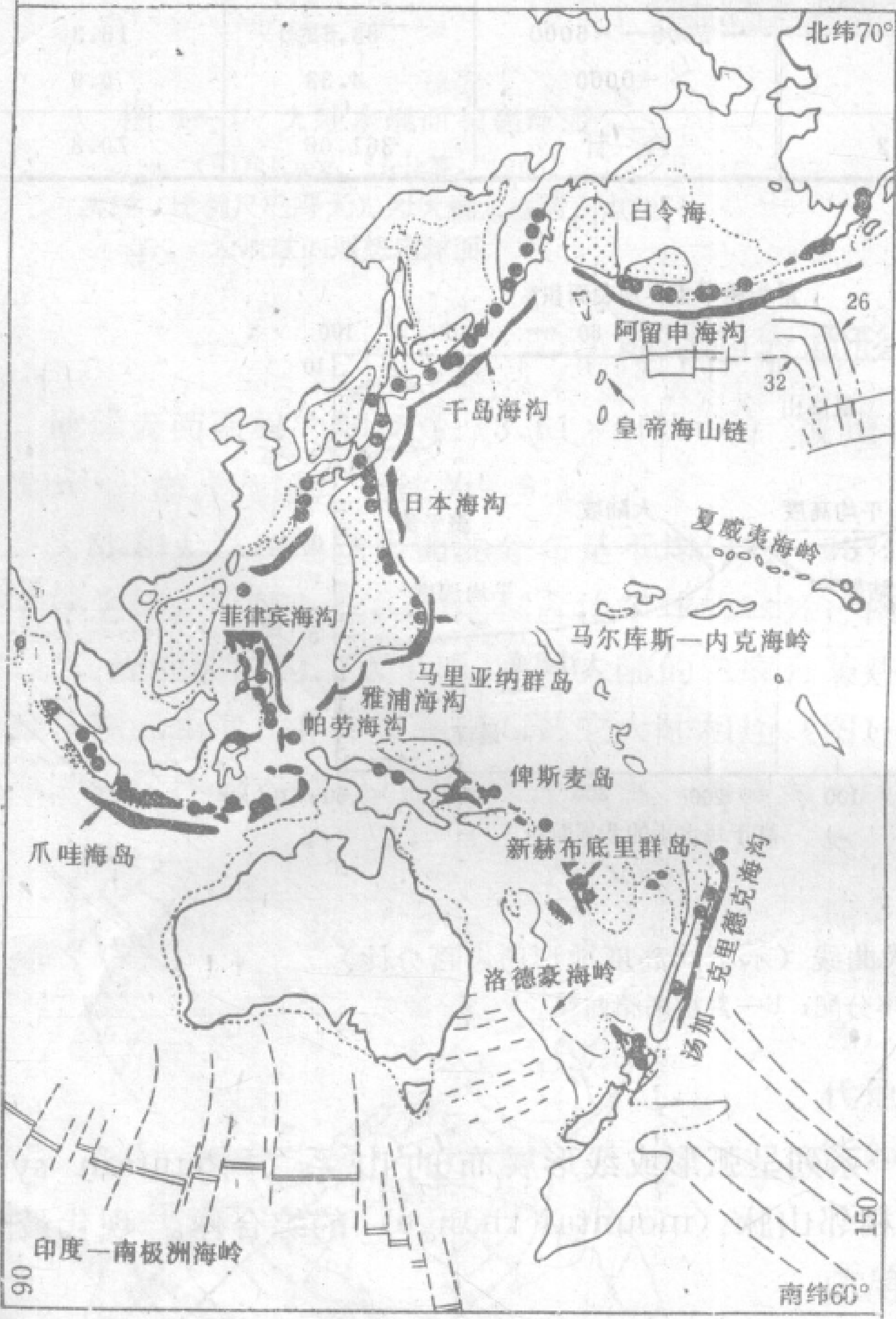


图 1—5 西太平洋的岛弧和海沟

（引自 Karing, 1973）

黑点示活火山；黑线条示海沟

通常把陆地上海拔500m以上的隆起高地称为“山”（mountain），并按高程分为低山（海拔500—1000m）、中山（1000—3500m）、高山（3500—5000m）、最高山（>5000m）。低于海拔500m或相对高差在200m以下的高地则称为丘陵（hill）。

陆地上另一种地形特征是有被山系所分隔的平原（plain）和高原（plateau）。它们的面积常较宽广，地面较平坦或稍有起伏。

平原的面积宽广，地势平坦，但也可略有起伏并与高地毗邻，或被高地围限。世界上最大的平原是南美的亚马孙平原，其面积达560×10^4km²。

高原是相对高度较高（海拔600m以上），面积较宽广，地面起伏较小的地区。世界最大的高原为非洲高原，非洲为一高原型大陆，平均海拔为750m。

盆地（basin）是陆地上中间低、四周高的盆形地形。其规模大小不一，我国最大的内陆盆地是塔里木盆地，其面积达50×10^4km²。平原、高原和盆地通常是地壳经长期剥蚀夷

平，或地壳长期缓慢下降接受大量堆积物后形成的，因而多数是地壳上较稳定的地区。

大陆上由构造断裂控制形成的规模巨大的线状洼地，称裂谷（rift）。它的延伸可达数千公里，宽度约为30—50km。裂谷两壁常为断崖，中央为下陷的谷地。沿这种谷地常有串珠状湖泊分布。世界上最著名的裂谷是东非大裂谷，其全长为6500km，它的主干自莫桑比克的希雷河口开始，向北经马拉维湖、坦噶尼喀湖、维多利亚湖，穿越埃塞俄比亚至吉布提，经红海及其北端的亚喀巴湾，至死海及约旦河河谷。东非裂谷两侧为高出谷底数百米至千余米的断崖，沿裂谷带除分布有湖泊、河流外，并发育有活火山，是现代地震的频发带。地质学和地球物理资料证明裂谷带是地球表面被拉张而形成的巨型裂隙。著名的裂谷带还有莱茵裂谷、贝加尔湖裂谷及我国汾渭裂谷，但这些裂谷的规模和特点都不如东非裂谷典型。

大陆上有众多的湖泊和河流，它们组成了水系，水系构成了地表形态的另一重要特征。由于河水不断侵蚀流经的山脉和高原，形成纵横交错的沟壑和峡谷；在平原地区则形成网状的河系；由于河流泥沙的不断堆积，使河流和湖泊本身也不断发生变化，甚至使大陆向海洋扩展。

（二）海底地形特征

海洋是由海（sea）和洋（ocean）组成的。洋是远离大陆，面积宽广，深度较大的水域；是海洋的主体。在大洋的边缘与陆地毗邻。并与洋有一定程度隔离的水域称为海。海可分为受岛屿或半岛环抱的陆缘海（marginal sea）及位于两个大陆间但与大洋有一定联系的陆间海（mid sea）两类。世界的大洋有太平洋、大西洋、印度洋，这三大洋的面积及平均深度见表1—3。

表 1—3 世界大洋的表面积

名称	面积（10^6km^2）	水体体积（10^6km^3）	平均深度（km）	最大深度（km）	占海洋总面积的百分比	占地表面积的百分比
太平洋	179.679	723.699	4.024	11.033	50.1	35.4
大西洋	106.463	354.679	3.332	8.385	29.4	20.8
印度洋	74.917	291.995	3.839	7.450	20.5	14.5
全部海洋	361.059	1370.323	3.795	11.033	100.0	70.8

（据 佐藤，1978）

表 1—4 大型海底地形单元及其面积比率

名称	面积（10^6km^2）	占海洋面积百分比	占地球表面积百分比
大陆边缘	80.1	22.3	15.8
大洋盆地	162.6	44.9	31.8
大洋中脊	118.6	32.8	23.2

海底地形同样也是起伏不平的。据其基本特征，可分为大陆边缘、大洋盆地及大洋中脊三个大型地形单元。其中大洋盆地的面积约占海洋面积的二分之一，大洋中脊则约占三

分之一（表1—4、图1—6）。现分别简要介绍如下：

大陆边缘 所谓“大陆边缘”（continental margin）是指大陆至大洋深水盆地之间的地带。它包括大陆架、大陆坡和大陆基（图1—7）。海沟和岛弧也可归于大陆边缘，但也有人将其划为另一类地形单元。

大陆架 大陆架（continental shelf）是海与陆地接壤的浅海平台，其范围是由海岸线向外海延伸，直至海底坡度显著增大的转折处。大陆架部分的海底坡度平缓，一般小于0.3°，平均约为0.1°。其水深一般不超过200m，最深可达550m，平均为130m。大陆架的宽度差别很大，平均为75km，北冰洋巴伦支海的大陆架可宽达1300km，东太平洋的大陆架宽度仅数公里。我国渤海和黄海平均水深分别为18m及44m，全为大陆架；东海大陆架最宽处约为560km，平均水深76m，大陆架外缘水深为150—160m；南海大陆架最宽处为278km，平均水深55m，外缘水深为140—150m。大陆上常发育有海底水道称陆架谷，其成因可以是沉溺的河谷或冰川谷，如东海大陆架上就有长江的水下古河道；这种谷地也可以由潮流冲刷而形成。

大陆坡 大陆坡（continental slope）是位于大陆架外缘到深海海底地形明显变陡的地带，其水深一般不超过2000m，平均坡度为4.25°。大陆坡以斯里兰卡附近珊瑚礁岸外缘最陡，其坡度可达35—45°。大陆坡的宽度约为20—100km，平均为20—40km。大陆坡上常发育有海底峡谷（submarine canyon），峡谷的下切深度可达数百乃至数千米，两壁陡峭（坡度可达40°以上）。有些海底峡谷可切过整个大陆架，并与现代大河河口相接。

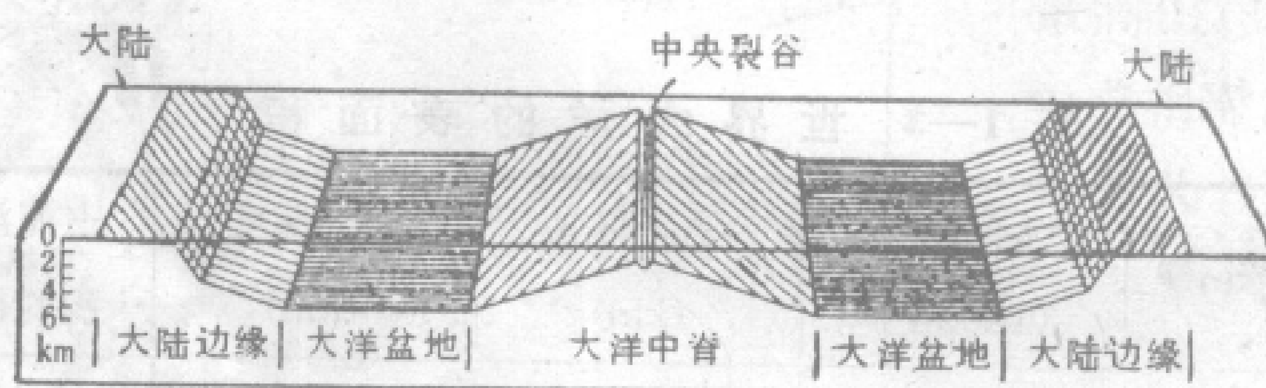


图 1—6 海底地形单元的划分

（据 N. Strahler, 1977）

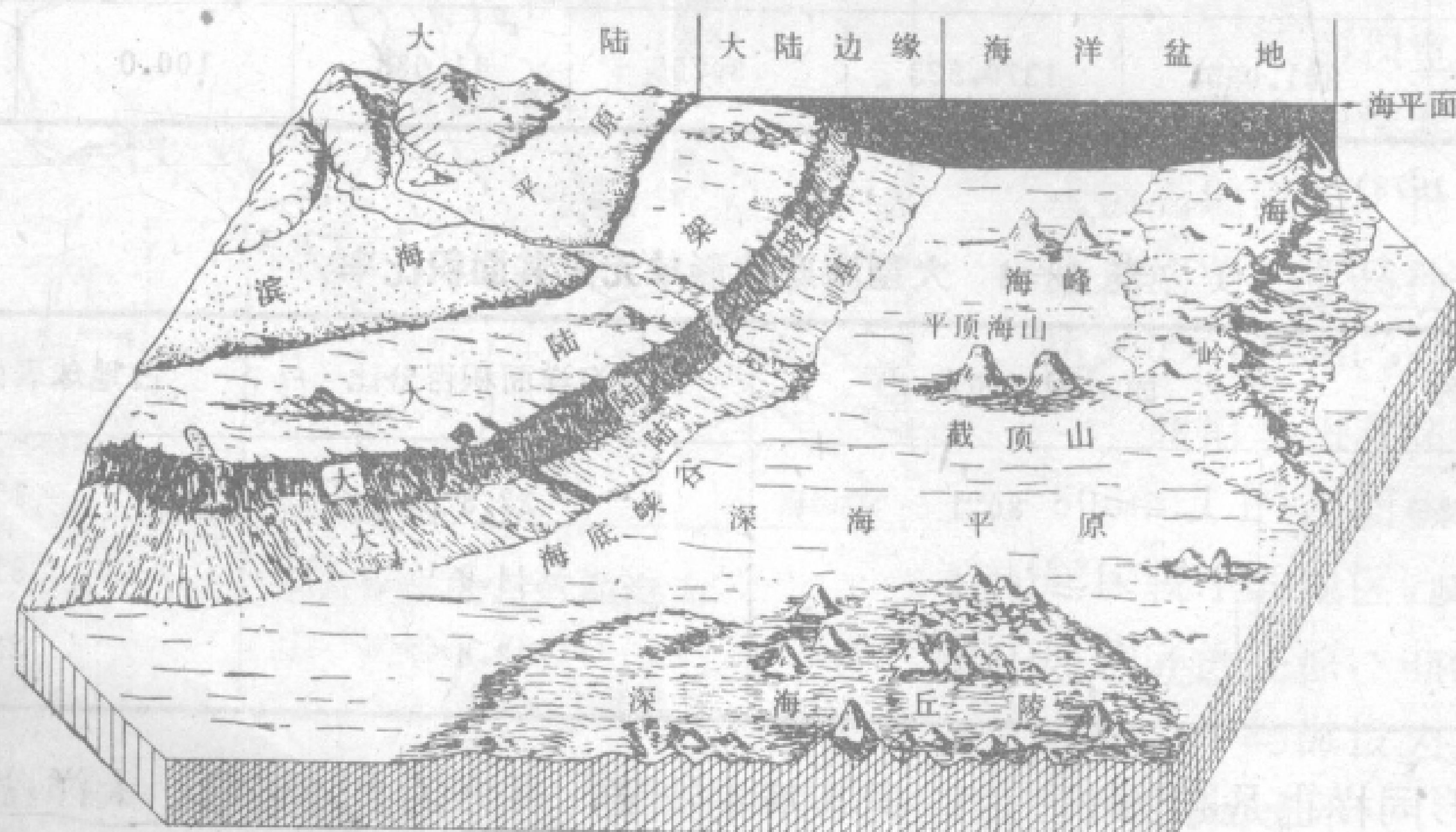


图 1—7 大陆边缘地形单元示意图

大陆基（裾） 大陆基（continental rise）是大陆坡与大洋盆地之间的缓倾斜坡地，坡度通常为5′—35′，多分布于水深2000—5000m的海底，展布宽度可达1000km。主要由海底滑塌浊流和海流搬运的碎屑物堆积而成。大陆基主要分布于大西洋和印度洋，在太平洋并不发育。

海沟和岛弧 海沟（trench）是海底的带状深渊。其长度多在1000km以上，宽度近100km，深度多在6000m以上。全球已知海沟近30条，多发育于太平洋和大西洋；印度洋的海沟不甚发育。西太平洋的海沟与弧形火山列岛——岛弧（island arc）伴生，组成海沟-岛弧系（图1—5）。东太平洋的海沟则与大陆上的弧形山脉相邻。海沟附近地震频繁并有活火山分布。海沟附近是地形高差较大的地带，如西太平洋马里亚纳海沟最深达11033m，其旁的马里亚纳群岛最高点海拔为478m，相对高差达11515m。

通常把大陆边缘分为两类，一类是由大陆架、大陆坡和大陆基组成。这类大陆边缘主要分布于大西洋，称为大西洋型大陆边缘。另一类大陆边缘是由大陆架、大陆坡及海沟组成，它主要分布于太平洋，称为太平洋型大陆边缘。

大洋中脊 大洋中脊（mid-oceanic ridge）是大型海底地形单元之一。它是绵延在大洋中的海底山脉，海底山脉泛称海岭（submarine ridge）。常发生地震和地壳运动较强烈的海岭称为洋脊（oceanic ridge）或洋中脊。洋中脊通常高出海底2000—3000m（其峰顶水深也达2000—3000m），宽度可达2000—4000km。洋中脊在三大洋中均有分布，且互相衔接。三大洋的洋脊全长近65000km，是全球最大的“山系”。洋中脊的轴部常发育有巨大的中央裂谷（central rift），谷深可达1—2km，谷宽可达13—48km（大西洋洋中脊）（图1—8）。据深水潜艇观察，某些中央裂谷正缓慢溢出高温的类似岩浆的物质，这些物质中富含多金属元素。洋中脊常被一系列与轴线斜交或垂直的断裂错开，大西洋中脊被这种断裂错移距离可达300—500km。

大西洋洋中脊位于其中部，呈南北走向延伸，平面形态呈“S”形，与大西洋两岸岸线大致平行。其北端经冰岛进入北冰洋，在西伯利亚勒拿河河口附近潜入大陆。冰岛、亚速尔群岛是其突出海面而形成的岛屿，岛上发育有活火山。大西洋中脊直达大西洋南端，绕过非洲大陆，与印度洋西南端的洋中脊相连。印度洋洋中脊绵延至中部分为两支，形成一近似倒置的“Y”字形。其东南支延伸入太平洋，在新西兰及南极洲间与南太平洋洋脊相接。其北端向北延伸部分伸入亚丁湾，与红海及东非裂谷相连。太平洋洋脊主要分布于太平洋的东部和南部，东太平洋洋脊的中央裂谷不明显，两侧斜坡也较平缓，地震活动和地壳运动也较弱，因而被称为洋隆（oceanic rise），与其它大洋的洋中脊相区别。东太平洋洋隆延至加里福尼亚湾，潜设在北美大陆之下。全球洋脊的分布见图1—9。

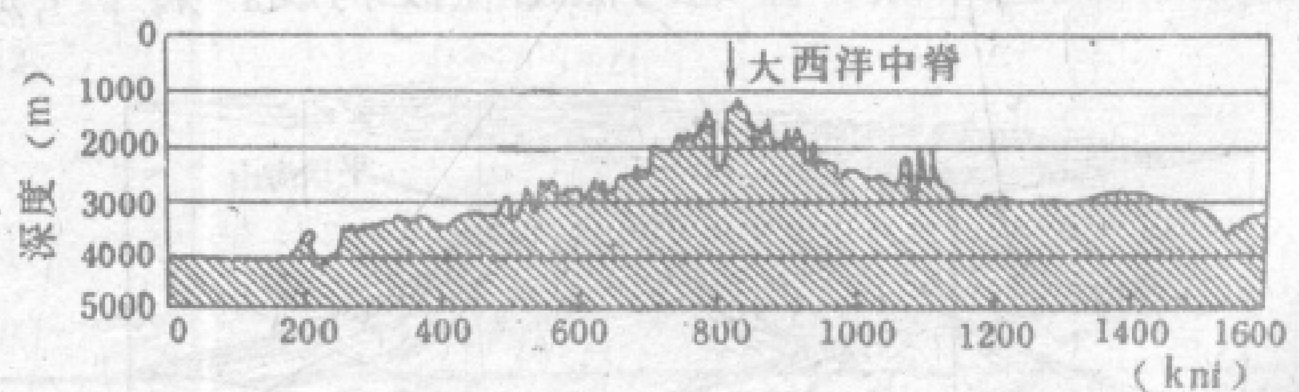


图 1—8 大西洋洋中脊的典型剖面
（据 H. C. Elmendorf）

深海盆地（大洋盆地） 深海盆地（oceanic basin）是海洋中另一类大型地形单元。它是介于大陆边缘及洋中脊之间的较平坦地带。一般水深为4000—6000m，并分为深海丘陵（abyssal hill）及深海平原（abyssal plain）两类次级地形。深海丘陵为高出海底

75—900m的表面具有一定起伏的高地；深海平原是坡度很小（平均坡度小于1/1000），是被来自大陆的沉积物覆盖的平缓地形。太平洋洋底约80—85％的区域为深海丘陵，近大陆边缘部分为深海平原。大西洋洋底近洋中脊部分为深海丘陵，近大陆边缘则为深海平原，具明显对称性。

深海平原中散布着锥形海山（seamount），其直径可达100km，相对高差达1km以上。顶部平坦的称平顶海山或截顶山（guyot）（图1—10）。海山主要分布于太平洋。

此外，大洋盆地中尚分布有小型海底山脉。这些山脉多呈链状分布，由海底火山构

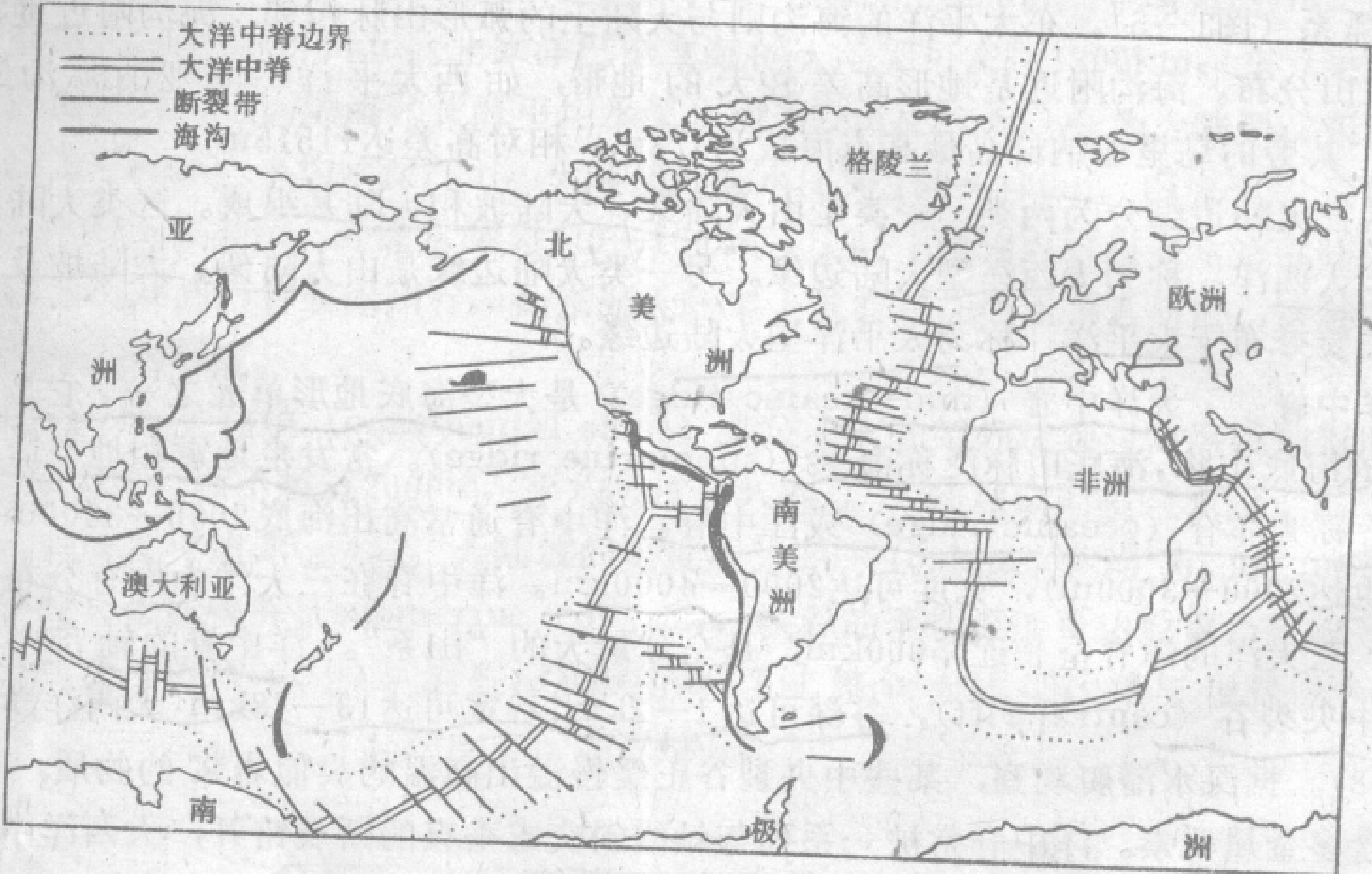


图 1—9 全球洋脊和海沟的分布

（据 B. C. Helgen）

成，通常无地震活动，又称为无震海岭。其露出海面部分成为岛屿，夏威夷群岛就是其中的一例。

（三）我国地形特点

我国处于阿尔卑斯-喜马拉雅山系与环太平洋山系的交汇部位，地形复杂。地势上具西高东低的特点。按地势高程大致可分为三个台阶。第一台阶位于大兴安岭—雪峰山一线以东，由广阔的平原、盆地与低山丘陵构成。其中平原或盆地的长轴多呈北东向。第一台阶的东缘是一列呈北东向延伸的中低山或丘陵，其外即为我国广阔的海疆。大兴安岭—太行山—雪峰山一线以西，是第二台阶，它由高山、山间盆地及高原构成。主要山脉多沿近东西向延伸，北边有阿尔泰山，中间为天山和阴山，南边以昆仑山、祁连山、秦岭为界。几列山脉的间隔约为纬度10°—15°。山脉间的山间盆地和高原在轮廓上多呈菱形或四边形，高度多在海拔1000m以上。第三个台阶是有“世界屋脊”之称的青藏高原，

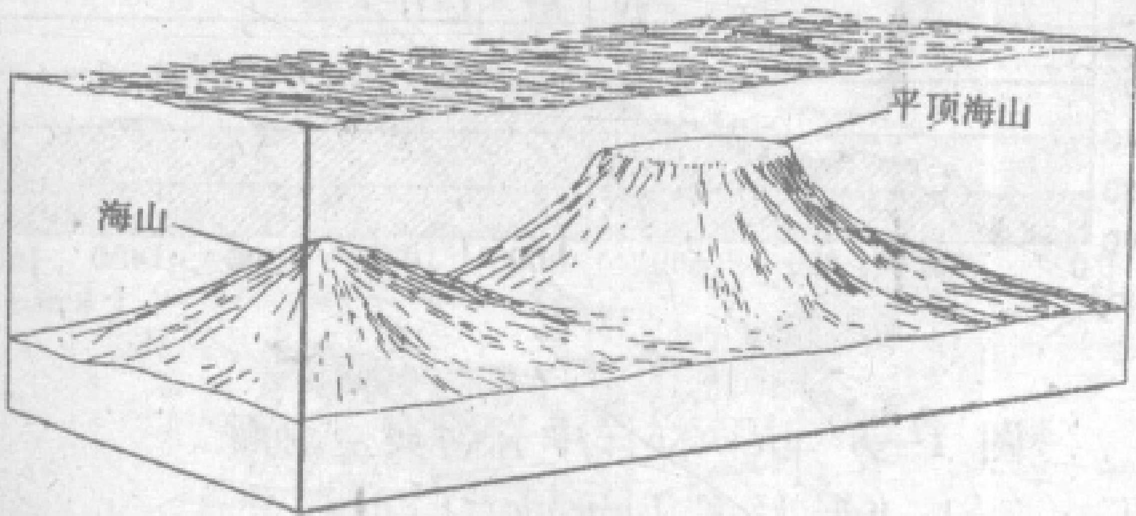


图 1—10 海山和平顶海山

其平均高度在海拔3000m以上，四周被高山所环抱，其北侧为昆仑山、阿尔金山和祁连山；南侧有喜马拉雅山；其东南侧为近南北向延伸的横断山脉。我国是多山多高原的国家，它们占全国面积的59%左右。

第二节　地球的外部圈层

地球的外部圈层有大气圈、水圈和生物圈。

一、大气圈、大气环流及气候带

（一）大气圈

大气圈（atmosphere）是地球最外面的一个圈层，它位于星际空间和地面之间，由包围在固体地球外面的各种气体构成。据调查，在地面以下的土壤和一定深度（一般不超过3 km）的岩石中也含有少量空气。

大气的主要成分有氮、氧、氩、二氧化碳及水蒸气，这几种气体占空气容积的99%以上，其它气体的含量极少。此外，大气中还含有少量尘埃微粒等。

大气的总质量为5.6×10^{19}g，它主要集中在100km高度以下的范围内，其中的一半以上又集中在10km以下的空间。因受地球引力的影响，大气的密度和压力是随高度增高而趋于稀薄和降低的，同时，其成分也因在高空发生电离而具有一定变化（表1—5），并逐渐向星际空间过渡。大气圈无明显的上界。据人造卫星观测，在赤道上方42000km处和两极上方约28000km处仍有大气存在的迹象。

10—12km高度范围内的低层大气成分主要为氮（体积百分比78.08%）和氧（20.95%），其余气体含量所占百分比很小。二氧化碳在近地表的大气中的体积比很少有变化，为0.032%。空气中水蒸气的含量随各种因素而变化，特别是随温度和高度而变化。温度上升，空气中水蒸气即增加。在海平面附近极潮湿的大气中，水蒸气含量可达2%；但在5km高空以上的大气中几乎不含水蒸气。

表 1—5　大气压力和大气成分随高程的变化

高　度（km）	压　力（Pa）	浓度（分子数/原子数/离子数 $/cm^3$）	成　分
海面	133.32×760—133.32×10^3	2.5×10^{19}	$N_2$78%，$O_2$21%，Ar1%
30	6—10×133.32	4×10^{17}	N_2，O_2，Ar
200	133.32×10^{-6}	10^{10}	N_2，O，O_2，O^+
800	133.32×10^{-9}	10^6	O，He，O^+，H
6500	133.32×10^{-13}	10^3	H^+，H，He^+
22000以上	$<133.32\times10^{-13}$	10—10^2	H^+85%，He^{++}15%

（据 卢国铭等，1984）

大气的温度和密度随高度不同而变化，因而具有沿垂直地面方向的分层现象。按国际气象组织的规定，自下而上可分为对流层、平流层、中层（中间层）、电离层（暖层）和扩散层（逸散层）（图1—11），其中以对流层和平流层对地面影响较大。

对流层　对流层（troposphere）是大气圈的底层，受地面影响最显著，具有显著的对流现象。大气的流动又以其动力对地面产生影响，构成了一种重要的地质营力作用。大

气的平均厚度为10—12km，一般厚度随纬度、季节和地形等条件的变化而异。在赤道上为16—18km，两极为7—9km，夏季厚度可增大，冬季则相对变薄。气温主要来自地表反射的太阳辐射热，所以随高度而递减，平均每升高1km降低6℃，称为大气降温率。该层顶部平均气温为－55℃。气温、气压和密度在不同高度、不同纬度具有一定差异，因而形成空气的对流，这是引起风、雨、雪、云等各种气象过程的重要原因。

平流层　平统层（stvatosphere）是自对流层顶至35—55km高空的大气层。平流层的厚度在赤道小于在两极。气流运动以水平方向运动为主。平流层的气温已不受地面热辐射的影响，且在30--55km高空范围内有一含O_3（臭氧）较多的层带，臭氧具有吸收紫外

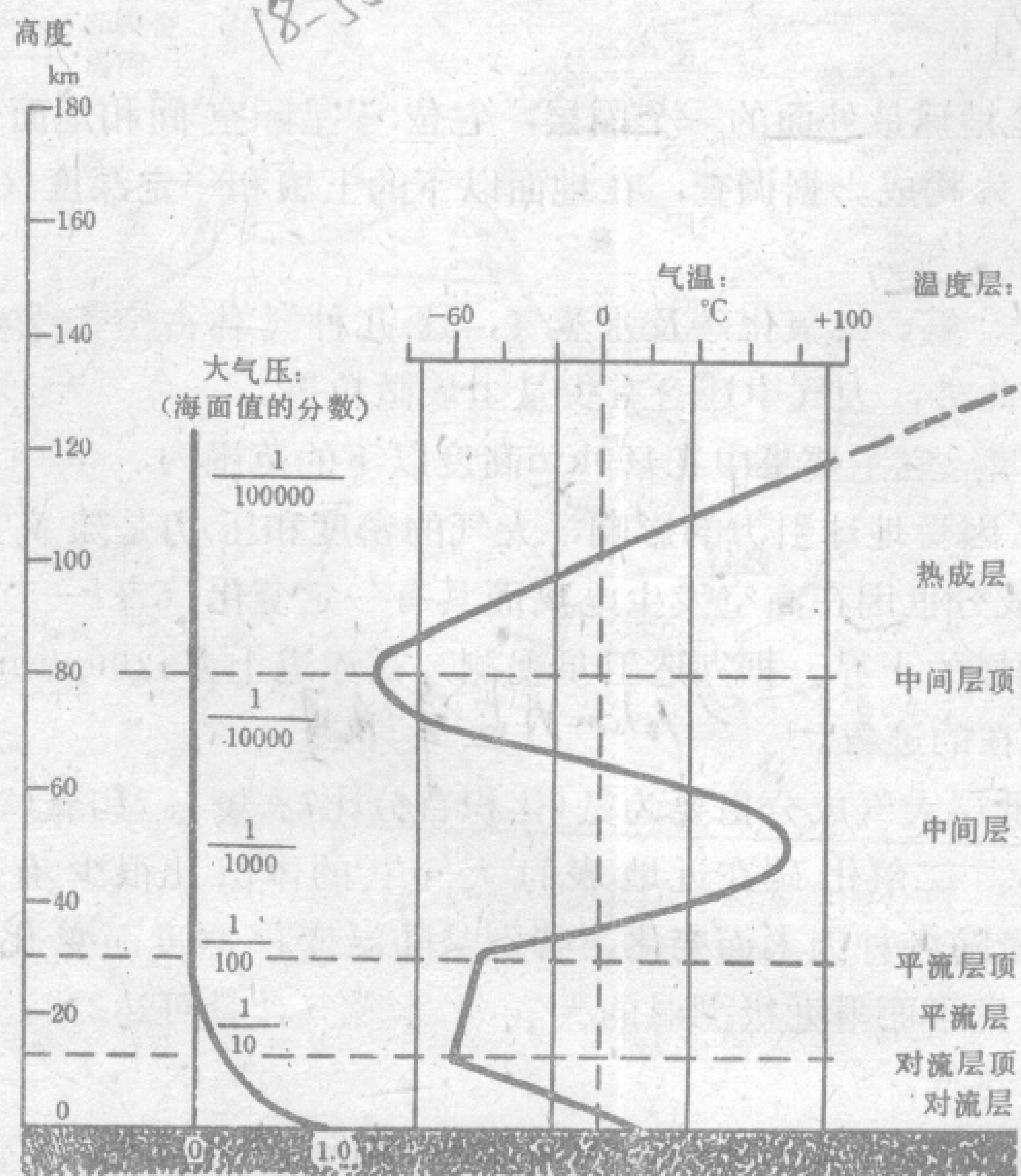


图 1—11　大气圈的垂直分层

线的能力，由于大量吸收紫外线而使其温度升高（平流层顶的温度可升至0℃以上）。平流层的气象现象较少。

（二）大气环流

由于不同纬度地面接受太阳辐射热的差异，会形成大气的对流现象，即产生大气环流（atomospheric circulation）。大气环流控制了全球性的风向和冷热气团的运移规律。在赤道地区地表空气受热膨胀而上升，低空形成“赤道低压带”。因为该地带空气以垂直上升为主，故形成“赤道无风带”（doldrum）。在该地区偶尔也有因气流旋转而形成的狂风。气流上升至高空后会转向高纬度方向流动。在两极地区气流下沉，会形成“地面高压带”，冷空气沿低空向低纬度方向流动。这样就形成了全球性的一级大气环流。赤道地区的上升气流带有较多的水蒸气，到高空后会冷凝形成云，并可产生较多的降雨，因而形成“赤道多雨带”。极地及高纬度地带的蒸发量及降水量均较少，故形成“高纬度少雨带”。

大气环流因受地球自转产生的偏转力——科里奥里力（coriolis force）的影响变得更

复杂。赤道附近物体随地球旋转的线速度最大，而偏转力最小；随着远离赤道，地球旋转的线速度变小，偏转力变大；至两极，随地球旋转的线速度为零，偏转力达最大值(图1—12)。沿经线方向流动的气流，在北半球其方向随纬度逐渐向右偏转。由赤道上空向两极流动的气流除发生偏转外，还因球面空间变小而使空气密度加大，至南、北纬30—35°时，气流被压向地面，形成"亚热带高压带"。在此带因空气压缩变热，加大容纳水分能力，蒸发量大，降雨量少，常可出现沙漠。从南、北纬30—35°流向赤道及两极的气流也逐渐发生偏转。在北半球，流向赤道的气流因偏转而形成盛行东北风的"信风（贸易风)带"（trade wind belt)，流向极地的气流则形成盛行西南风的"西风带"（disturbed westeries）。由极地向赤道流动的气流，因偏转而盛行东风，并称为"极地东风带"(polar easteries)（图1—13)。

大陆和海洋地形特点可使局部地区的盛行风模式发生变化，如我国位于北纬30—35°的地带，不仅未出现沙漠，反而是一片"郁郁葱葱"的沃野。这是由于喜马拉雅山和青藏高原的阻挡作用，改变了气流运动的结构，部分地区因频临大海，受到富含水分的海风吹拂。因为这些影响使干旱地带向北推移。

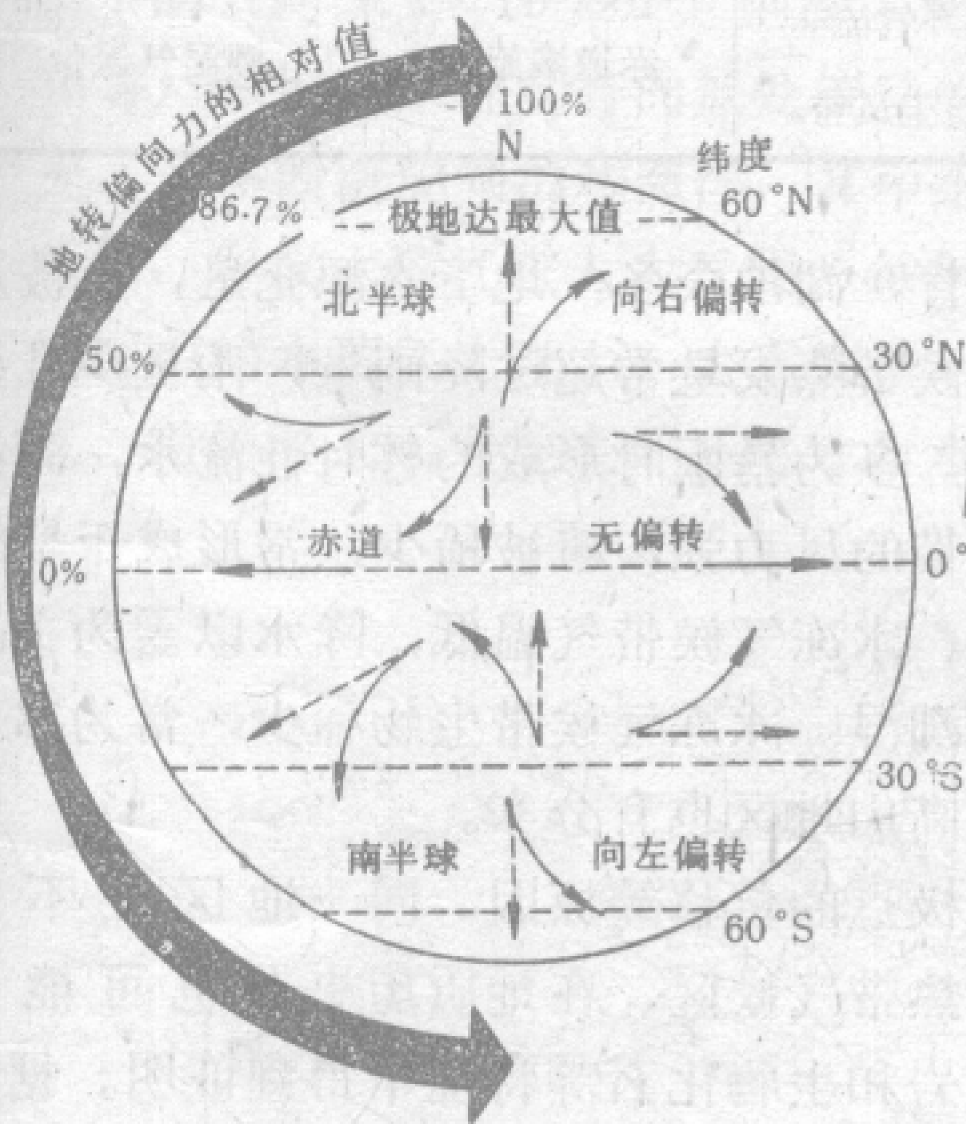


图 1—12 地转偏向力的分布
（据 W. K. Hamblin，1975）

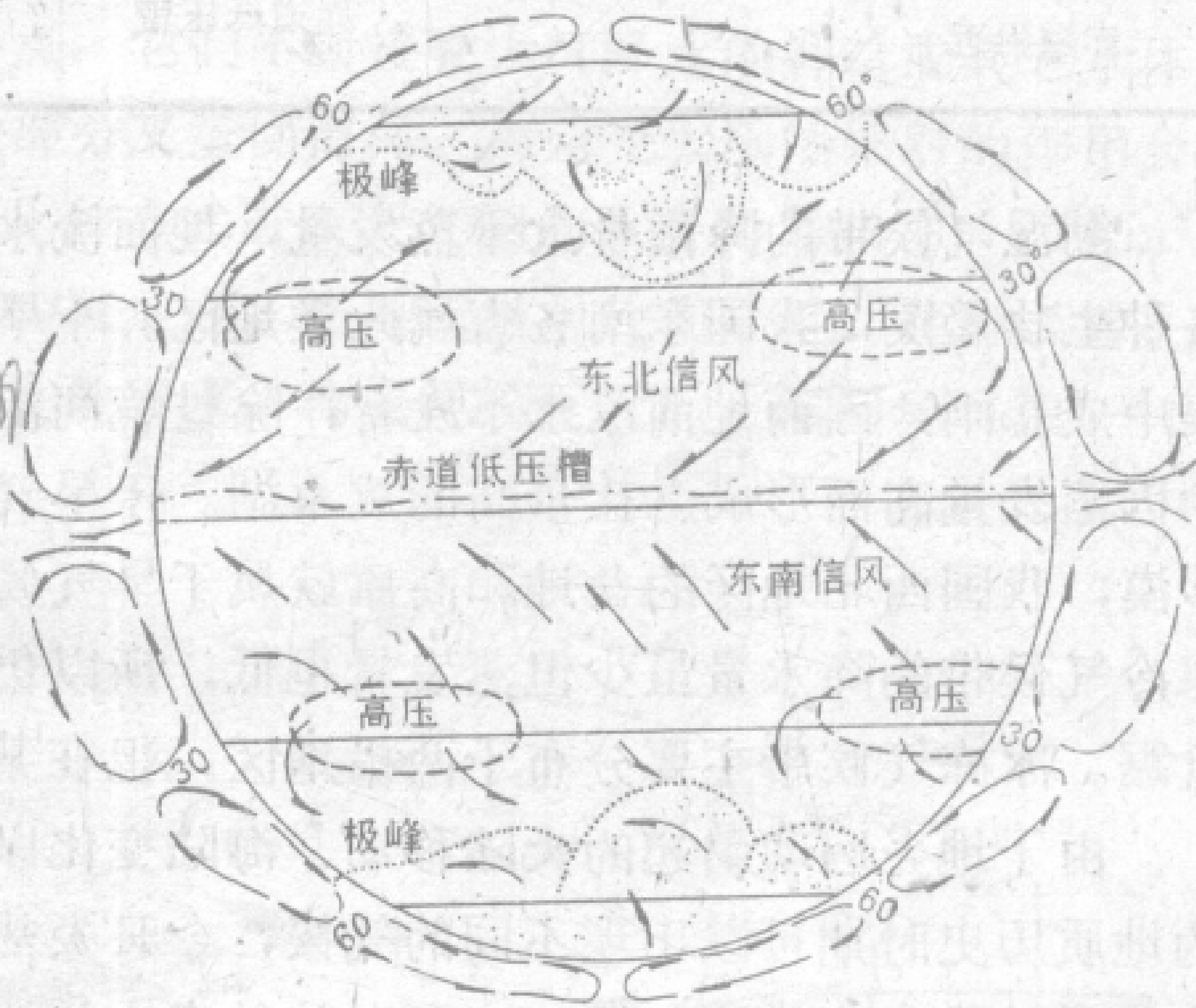


图 1—13 地球的大气环流和盛行风系
（据 W. K. Hamblin，1975）

局部地形变化会使气流运动发生变化，可使风向发生地方性的变化。如在高山地区，当气流沿山坡上升时，气温会随气流升高而降低，空气中的水蒸气会发生凝结，因而在近山巅处形成云或发生降雨；当气流越过山峰下降时，气温会逐渐升高，因其翻山时失去了水蒸气而形成沿山谷吹刮的干热风，称焚风（foehn)。焚风可使高山积雪融化，甚至导致雪崩。

（三）气候带

气候因素与全球气压带的分布密切相关，具相似气候因素的气候带有随纬度分布的明显特点。由于采用的气候因素指标不同，而有不同的气候带的划分方案。地质研究中惯用降水量、气温和湿度等要素进行划分，按这些要素可把全球气候分为潮湿气候带、干旱气

候及半干旱气候带和冰冻（寒冷)气候带。现将各气候带的分布及其特点列表说明如下(表1—6)：

表 1—6　气候带的分布及其主要特点

位　置	气温带	气压带	风　带	雨量带	气候带
极地附近	寒　带	极地高压带	下降气流 极地东风带	高　纬 少雨带	冰冻气候带 （半潮湿气候带）
南北纬40—60°附近	温　带	中纬度低压带	上升气流 西风带	中纬多雨带	半潮湿气候带 （半干旱气候带）
南北纬30°附近	温　带	亚热带高压带	下降气流 亚热带静风带	干旱带	干旱(半干旱)气候带
南北纬10—25°	热　带		信风(贸易风)带	干季与湿 季交替	半潮湿(半干旱)气候带或称热带干湿气候带
赤道附近	热　带	赤道低压带	上升气流 赤道无风带	赤道多雨带	潮湿气候带

潮湿气候带的降雨量大于蒸发量，地面流水发育，湖泊众多，地下水源充足，植被及各种生物繁茂，我国东南各省属此类地区。干旱气候带蒸发量常超过降雨量，雨量少且多集中成暴雨，因而地面流水不发育，除过境河流外，多为暴雨时形成的暂时性流水，湖泊则因蒸发量高而形成含盐量高的咸水湖。干旱气候带的风力强，植被稀少，常形成干旱的沙漠，我国西北地区的盆地和高原就属干旱气候带。冰冻气候带气温低，降水以雪为主。寒冷气候带的降水量虽少但蒸发量也低，所以仍较潮湿。冰冻气候带生物稀少，常为冰川盘踞。冰冻气候带主要分布于两极地区，但在某些高山地区也有分布。

由于地壳运动引起的大陆移动、海陆变化以及极点的位移等原因，同一地区在不同的地质历史时期可以出现不同的气候，今日炎热的热带气候区在地质历史上也可能是冰天雪地的寒冷地区，这一点可以从地壳上的沉积岩和生物化石等特征中得到证明。据魏格纳（A. Wegener)、柯本（W. Koppen）的研究结果，2.8×10^8a前的极地，现已移至夏威夷岛附近。当时西欧和北美位于多雨和有茂密森林的赤道带，至2.3×10^8a前，西欧和北美已位于干旱气候带。相反，今日白雪皑皑的南极大陆，在2.8×10^8a前却是处于赤道地带的一个大陆。

二、水圈及水的循环

水圈（hydrosphere）由地球表层连续的水体组成。组成水圈的水体包括海洋、河流、湖泊、沼泽和地下水等。水圈的存在是地球与太阳系其它行星的主要区别之一。据估计，水圈的质量为1.5×10^{18}t，仅占地球质量的0.024%，但其体积较大，可达$15\times10^8\text{km}^3$。近97%的水量集中在海洋里，其次为极地的冰盖和高山上的冰川，约占总水量的1.9%，其余为地下水和分布在陆地上的河流、湖泊、沼泽等各种水体（表1—7）。

地表水体，因不断获得太阳辐射能量而时刻都在运动着。每年以雪、雨等形式降落至大

表 1—7 地球上各类型水量估计

水的类型	水量 (10^4km^3)	占总量的百分比 (%)
海洋水	133800	96.538
陆地水	4797.17	3.461
(冰川)	(2406.41)	(1.736)
(地下水)	(2370.00)	(1.71)
(湖沼水)	(18.79)	(0.0135)
(土壤水)	(1.65)	(0.0012)
(河水)	(0.21)	(0.0002)
(生物水)	(0.11)	(0.0001)
大气水	1.29	0.001
总计	138598.46	100.00

(据 1977国际水文学会)

陆上的水约为$10.1\times10^4km^3$，其中约60—80%的水以蒸发和叶面蒸腾等形式重返大气圈，余下的（约$3.8\times10^4km^3$）则渗入地下或以各种形式留在陆地表面。地面水体（河流、冰川等）和地下水都具有向低处流动的特点，它们不断接受大气降水的补给或其它水体的补充，又不断流向湖泊和海洋，其中绝大部分又流回海洋。海水受太阳热辐射的作用会部分蒸发，形成水蒸气进入大气圈，每年以此种方式进入大气圈的水量约为$33.6\times10^4km^3$。大气圈中的水蒸气上升至一定高度后，会冷凝成云，有些云被风吹向陆地，并可以雪、雨、雹、霜等形式回到地表，补给地面水体及地下水，构成规模巨大的水圈循环（图1—14）。

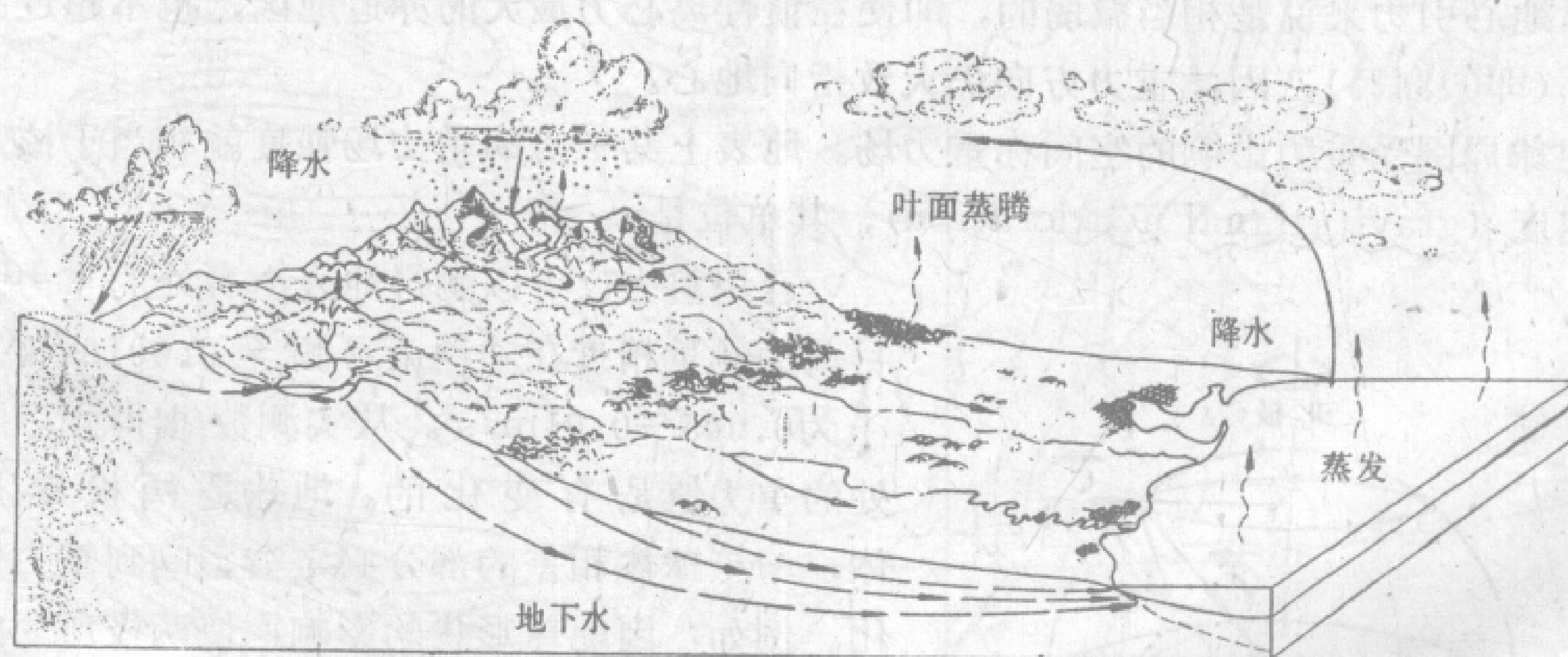


图 1—14 水圈的循环

河流、冰川、地下水等水体在其流动过程中，会不断侵蚀、溶解地表岩石，并把被破坏的物质带到海洋、湖泊及其它低洼地带，然后沉积下来并可形成新的岩石。这些作用塑造了地球表面的地形形态，促进了地表化学元素的迁移和富集；因而，在高空中观察地球会发现大陆上最具特色的地形形态之一，是网状的水系。

三、生物圈

生物圈（biosphere）是由生物及其生命活动的地带所构成的连续圈层。生物主要生

活和分布在陆地的表面和水体的上层。但是，在地表以下的土壤和岩石的裂隙内（一般深度＜100m），某些深海底（通常在海深4000m以内）及大气中（7—8km高度以内）都发现有生物存在的迹象。

据估计，生物圈中的生物和有机体总量约11.4×10^{12}t，为地壳总质量的$1/10^5$。生物数量虽少，但在促成地壳演变的地质作用中却起着重要的作用。如生物的新陈代谢活动，可促使某些分散的元素或成分富集，并可在适当条件下沉积下来形成各种有用矿产；如铁、磷、煤、石油等。生物还可对岩石进行风化和破坏，是改造地表面貌的重要动力之一。

第三节　地球的物理性质

目前的技术水平，还不具备直接观察地球内部的手段，目前，最深的钻孔也仅12km，因而对地球深处的了解，主要靠地球物理的工作成果。地球物理性质包括地球内部的密度、压力、重力、地磁、弹性及地热等。通过研究上述特性的变化规律，可推测地球内部的物质成分、温度、压力状态及其变化规律，并作为了解和划分地球内部的圈层构造的依据。

一、地球的重力和重力异常

（一）重力的概念

所谓重力（gravity）是垂直地球表面使物体向下的一种天然作用力。它实际上是地心引力和由地球自转而产生的惯性离心力的合力（图1—15）。由地球自转产生的惯性离心力相对地心引力来说是相当微弱的，即使在惯性离心力最大的赤道地区，也不超过引力的1/288（即0.34%），因此重力方向仍大致指向地心。

地球周围受重力影响的空间称重力场。地表上某一点的重力场强度就相当于该点的重力加速度（gravitatianal accelcration），其单位是m/s^2。

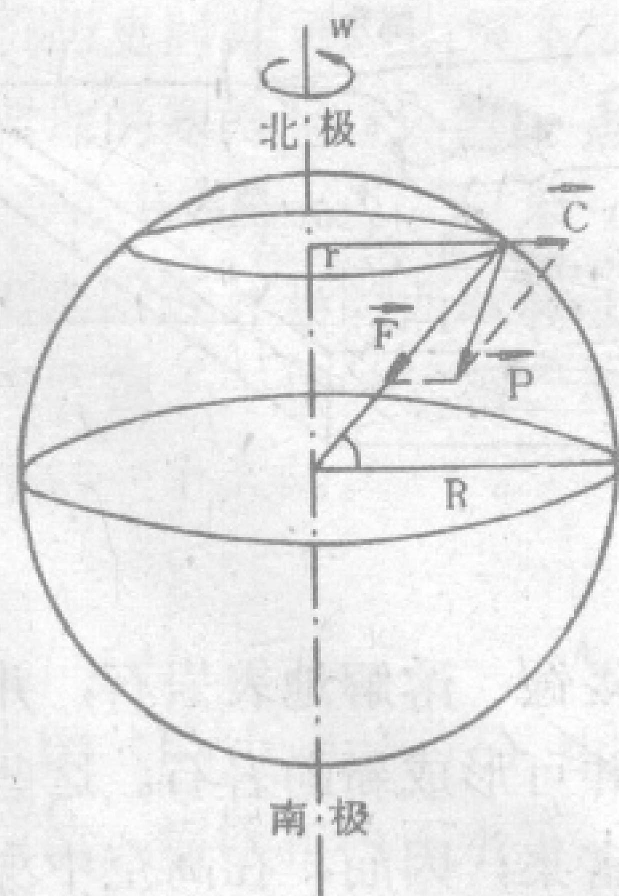


图 1—15　地球自转产生的惯性离心力
C—离心力；F—地心引力；r—物体到自转轴的半径；R—地球的半径

运用重力仪可以测得地表上各处的重力强度，目前的测量精度在陆地上可测至$0.001m/s^2$，海洋上为$0.005—0.01m/s^2$。从实测数据得知，地表各处的重力值是有变化的。地球是两极略扁的球体，与正球体相差的部分必定会影响到重力值的变化。例如，因地球形状的影响，使两极所受的引力最大，并向赤道减小，数值可减少$1.8m/s^2$左右，惯性离心力则以赤道最大（可达$3.4m/s^2$），两极极点处，惯性离心力为零。重力值因而也有随纬度而呈规律变化的特点，赤道处重力值为$978.0318m/s^2$，两极为$983.2177m/s^2$，两极比赤道增加了$5.1859m/s^2$。对地表上某一纬度上相当于海平面高度的重力值（g_0），可以据下式（国际大地测量及地球物理协会通过。1971）求得：

$$g_0=9.780318\,(1+0.0053024\sin^2\varphi-0.0000058\sin^2 2\varphi)$$

（注：φ＝纬度；其单位为m/s^2）

据上式求得的该纬度的重力值称正常重力值（理论值）。地表起伏也影响重力值变化，高程增加地球引力减少，重力值降低．每升高1m约降低$30.86\times10^{-5}m/s^2$。

地球的重力还受地球内部物质的密度和其分布状态的影响。一般情况下，通过地球表面重力值变化的情况，可以大致了解地球内部（尤其是地壳）的密度变化特征。

（二）重力异常和地球内部的重力变化

地表测定的重力值多数是与上述理论值不相符的，一方面是由于测点不一定都位于平均海平面的高度，这样测点与平均海平面高度之间的物质，以及其周围的物体的引力都会影响该测点的重力值；另一方面是由于地壳不同部分物质的密度不同，也影响重力值。地质学需要了解的是地壳中物质密度的变化情况，因此，就要消除高度和地形等因素的影响，把重力值校正到相当于海平面高度时的重力值。这项工作称为重力校正。校正后的重力值若与正常值（理论值）偏离，并达到一定程度，便形成重力异常(gravity anomaly)。这种异常可反映地壳内物质密度的变化。

把测点因高出海平面而减少的重力值，加到实测值中去，称为高程校正（自由空气校正）；把海平面到测点这段距离的物质（即组成周围地形的物质）对物体的引力影响消除

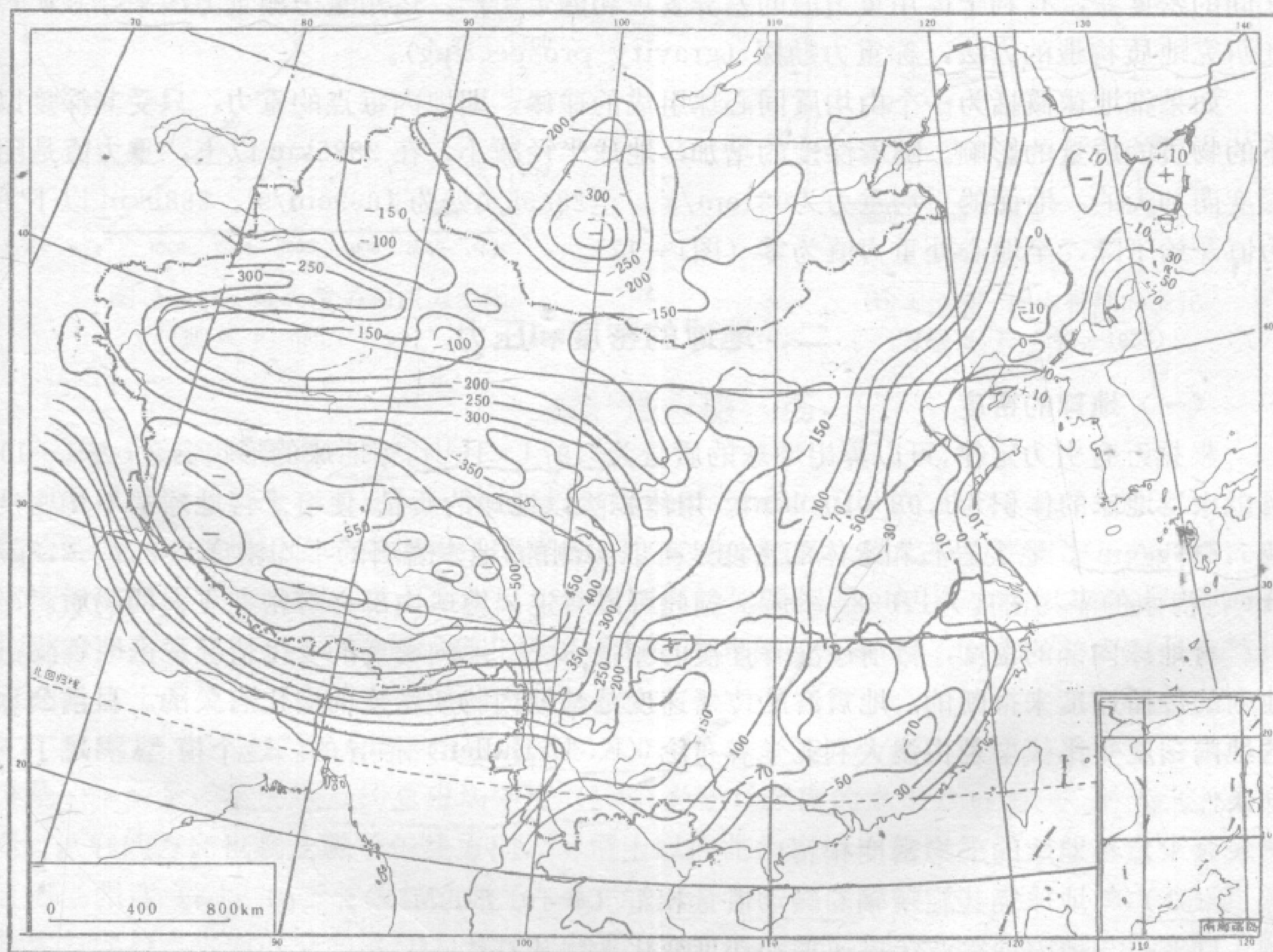


图 1—16　我国大陆部分及部分毗邻地区（不包括海洋及岛屿部分）的布格重力异常图

（据 中国科学院地球物理研究所，1978）

等值线上数字单位为$0.001m/s^2$

掉，称为中间层校正；高程校正和中间层校正又合称为布格校正。经过校正，便可把地球表面上任一点的重力观测值，换算为与该点位置相当的位于平均海平面高度的重力值。此一重力值与正常重力值比较所求得的重力异常，就称为布格重力异常（简称布格异常（Bouguer gravity anomaly）。凡布格异常大于正常值的称正异常，反之称负异常。因为布格异常值已消除了海平面以上物质的影响，只反映地壳不同部分物质密度的不均匀性，因而是研究地壳构造和地球内部的物质变化的重要信息。

大陆部分的布格重力异常大都低于正常重力值，海洋部分多为正异常。这说明地球表层的大陆部分物质密度较小，海洋部分物质密度较大。从我国东部沿海地区到西部高原，布格异常值是逐渐降低的（图1—16），东部沿海布格异常的平均值约为$-0.2m/s^2$，至西部帕米尔高原和藏南地区则下降至$-0.5m/s^2$以下。这反映了我国地壳厚度变化的总趋势是东薄西厚。中间有明显的重力值的“台阶”，这些台阶与我国地形上的三个大“台阶”大致吻合。东部地区的重力梯度带大致沿北东东向延伸，西部的重力梯度带则沿东西向延伸。这些梯度带大都与我国的主要山系一致或平行，表明我国的地形特征与地质构造，尤其是与地壳深部的构造特点有密切关系。

由于各个地区物质密度的差异，会引起局部的重力异常。例如在沉积岩及石油、煤、石盐等矿产的分布区，由于组成物质的密度小，常会引起局部的重力负异常。矿体与围岩之间的密度差，有利于运用重力值的差异发现和圈定矿产。运用重力测量方法来寻找矿产和研究地质构造的方法，称重力勘探（gravity prospecting）。

如果把地球概括为一个由均质同心球组成的球体，即地内每点的重力，只受其深度以下的物质的质量的影响。随着深度的增加，地球半径减小，在2885km以上，重力值是随深度而加大的。地面的平均重力为$981cm/s^2$，至2885km处为$1069cm/s^2$。2885km以下重力值开始下降，至地心处重力值为零（图1—17）。

二、地球的密度和压力

（一）地球的密度

根据万有引力定律，可以算出地球的质量为$5.974\times10^{21}t$。据地球的形状参数（表1—1）可以求得地球的体积为$1.08\times10^{12}km^3$。用体积除以地球的质量，便可求得地球的平均密度为$5.516g/cm^3$。地表岩石和水体的密度是可以实测的，地表岩石的平均密度为2.7—2.8g/cm^3，海水的平均密度为$1.028g/cm^3$。据此可以肯定，地球内部必有密度更大的物质。

对地球内部的密度，目前还没有直接的测量方法，地内密度的变化情况是据地震波在地内的传播速度来推断的。地震波的传播速度是与地内物质密度的变化有关的。目前公认的地内密度变化模型是由澳大利亚学者布伦（K.E.Bullen）推导的。这个模型满足了下列条件：

（1）与地球的平均密度相符；

（2）与地球绕其旋转轴的转动惯量相符（$J=0.3309MR^2$）；

（3）与地内地震波传播速度的深度变化曲线相符；

（4）与迄今为止所知的地内物质成分的认识相符。

据布伦（1975）推导的“A模型”：地壳表层的密度为$2.7g/cm^3$；地内33km处为$3.32g/cm^3$；2885km处密度由$5.56g/cm^3$陡增至$9.98g/cm^3$；至6371km处达$12.51g/cm^3$

(图1—18)。

地内压力应随深度而加大，并与地内物质的密度以及该处的重力有关。一般认为在地壳部分，深度每增加1km，压力将增加约270Pa。

地壳以下部分则可应用静压力关系式来推算：

$$\frac{dp}{dh}=g\rho \text{其中} g=\frac{Gm}{r^2}$$

$$m=\int_o^r 4\pi r^2\rho dr$$

(注：p=压力；ρ=密度；h=深度；r=地球平均半径；G=万有引力常数)

按上述关系式推算的结果是：地下10km处压力约为1kPa；33km处为12kPa；2885km处为1325kPa；地心处压力估计已达3600kPa。

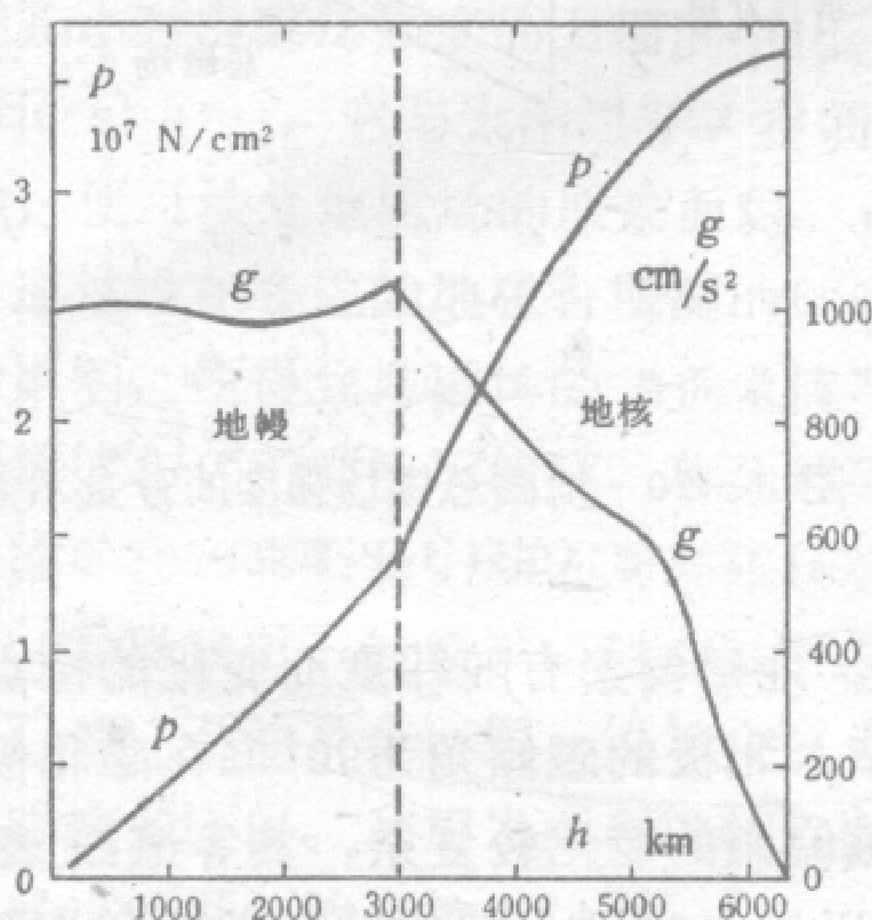


图 1—17 地内重力和压力变化
(据 K.E. 布伦，1963)

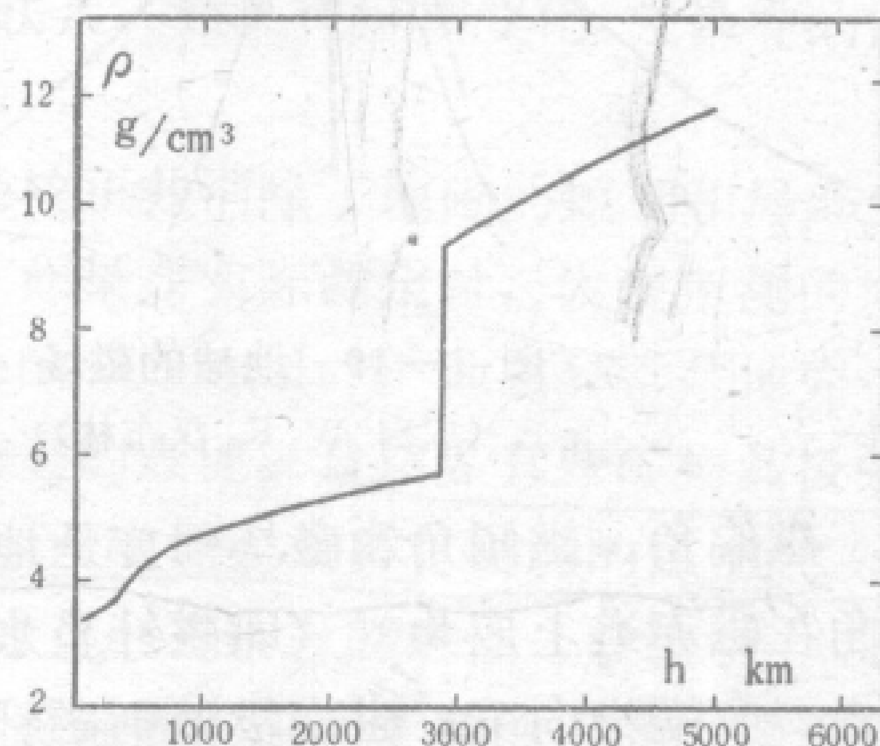


图 1—18 地内密度的变化
(据 K.E. 布伦，1975)

三、地 磁 场

(一) 地磁场的基本特征

地球周围空间存在着磁场，称地磁场 (geomagnetic field) (图1—19)。通过理论和实验证明，地磁场近似于磁偶极子的磁场，它有两个磁极，磁北极为磁偶极子的S极，磁南极为磁偶极子的N极。磁南、北极与地理两极的位置相近，但并不重合。磁轴与地球自转轴的夹角为11°44′。1970年的磁北极位于加拿大北部帕里群岛（北纬76°，西经101°）；磁南极位于南极洲（南纬66°，东经140°）。

地磁是一个弱磁场，其平均磁场强度为$0.6\times4\pi\times10^{-3}$A/m。地球上某一点的磁场强度是一个矢量，称为该点的总磁场强度 (F)。总磁场强度的水平分量称水平磁场强度(H)，它的方向也就是磁子午线方向，习惯上以向北为正值；总磁场强度的垂直分量称垂直磁场强度 (Z)。磁子午线与地理子午线的夹角 (D) 称磁偏角 (declination)；总磁场强度方向与水平面的交角 (DI) 称为磁倾角 (inclination)，习惯上以磁针指北端向下倾为正值；磁针南向下倾（属于磁南纬范围）为负值 (图1—20)。为了解地磁场在全球范围的特征，在世界各地设立地磁台进行观测，并把所测的地磁要素值作等值线图，称地磁图。

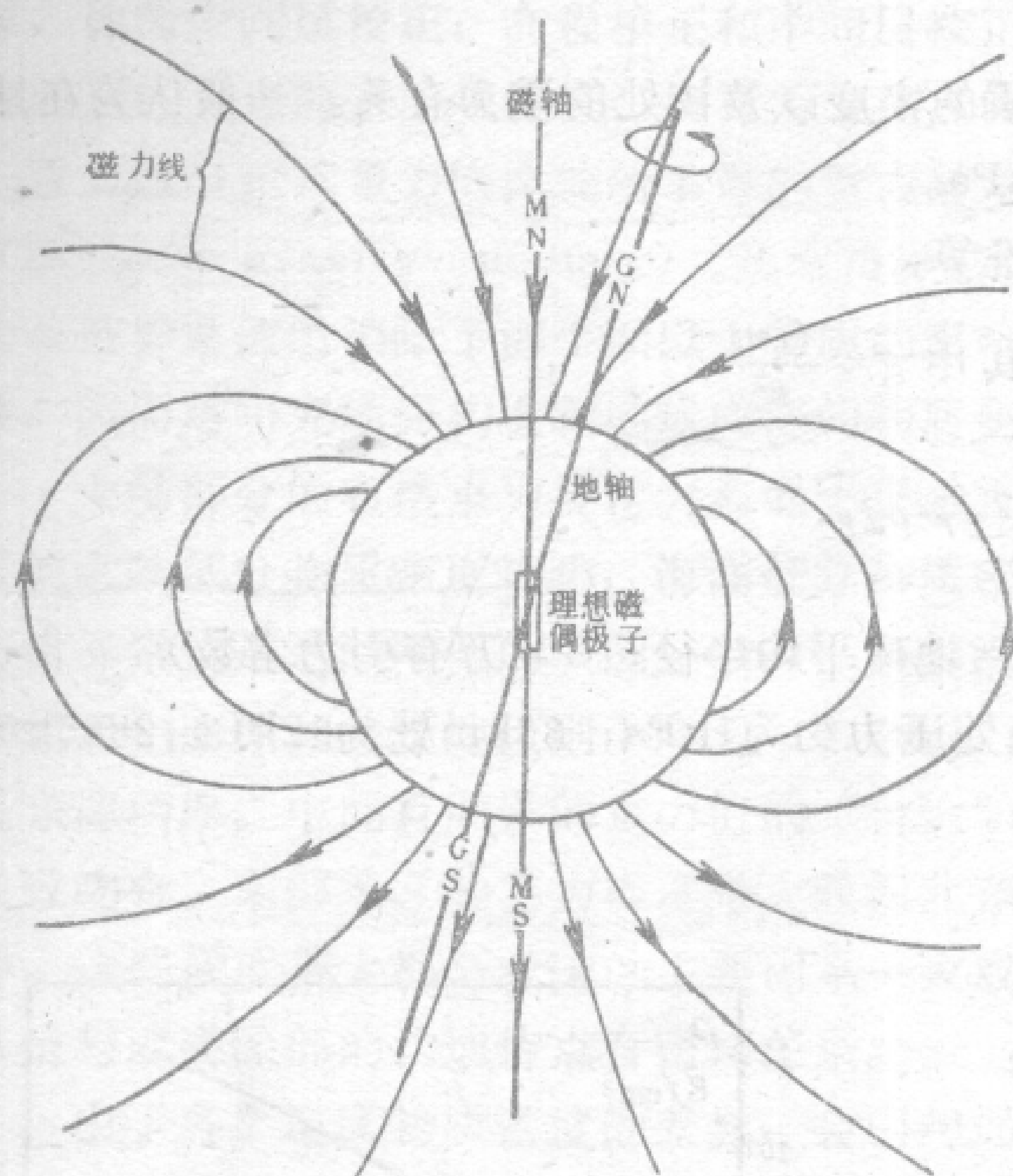


图 1—19　地球的磁场
（引自 W.K.汉布林）

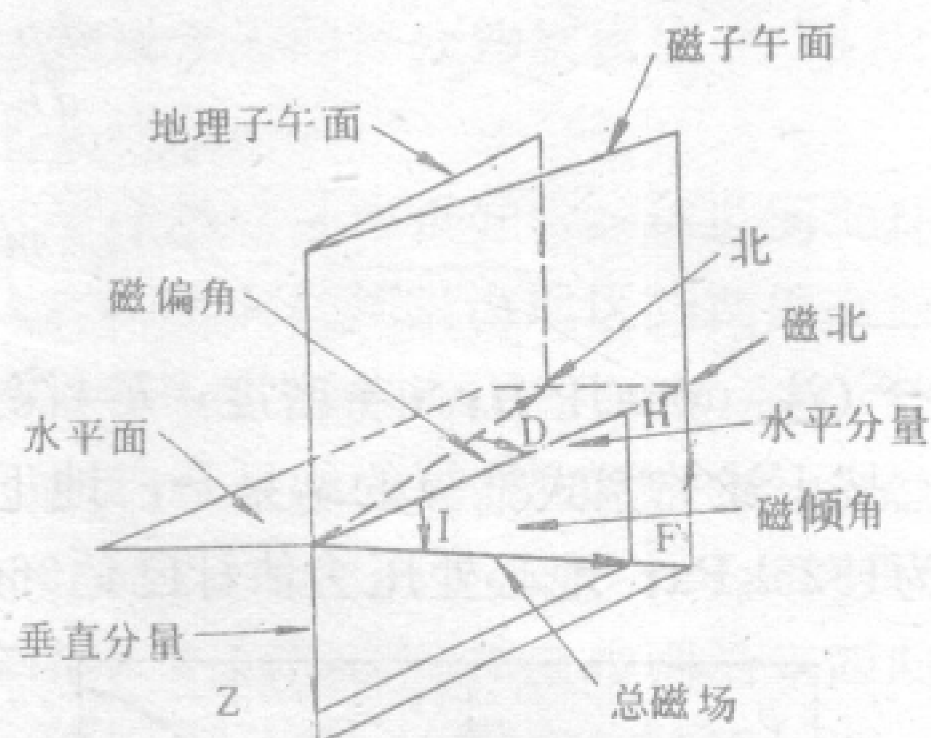


图 1—20　地磁总磁场强度的分量示意图
（引自 J.P.威利）

磁偏角、磁倾角和磁场强度是地磁场三个要素。地磁要素有随纬度而变化的特点。磁倾角在磁赤道上应为0°（即磁针呈水平状态），磁南、北极的磁倾角为90°（在磁北极磁针竖直，N端指向下；磁南极处则磁针S端下指）。磁偏角的变化较复杂，其等值线表现为汇集在两磁极的曲线簇，全球分为东偏和西偏两大区域，我国大部分地区磁偏角为西偏，但在甘肃酒泉以西多为东偏。磁场强度的水平分量在两磁极为零，赤道附近应为最大（约为$0.4\times4\pi\times10^{-3}$A/m）。磁场强度的垂直分量则以南北两极处最大（大约为0.6—$0.7\times4\pi\times10^{-3}$A/m），磁赤道附近趋于零。我国幅员广阔，从最南部的南沙群岛曾母暗沙（北纬4°）至最北端的黑龙江省漠河（北纬54°），地磁要素变化甚大，如磁场强度的水平分量变化量达$0.13\times4\pi\times10^{-3}$A/m，垂直分量变化达$0.6\times4\pi\times10^{-3}$A/m，磁倾角变化达80。（由－13°变为70°15′），在运用地磁场的数值时应考虑到这一点。

根据各地观察值分析证明，产生地磁场的原因主要来自地球内部（占全部场强的94%），地球以外因素的影响较小，其余则可能是地壳中的磁性矿物引起的。产生地磁场的原因至今仍是有待深入探索的问题。至十九世纪末W.Gilbert（1600）提出的“永磁理论”一直占统治地位。它认为地球本身是个大永久磁铁。现代物理证明当温度超过居里点时，铁磁体便不能保留磁性，铁磁体的居里点是500—700℃，而地壳深部的温度已远远超过此数值，所以说，地球内部不可能是磁性体。地壳浅部的铁磁体所产生的磁场也很微弱，因而这一学说不再被人们所承认。现今较流行的假说认为地磁场可能起因于地核内部的物质对流，它的出发点与目前对地球物理特性的了解一致。即认为外地核是一个导电的金属流体，它可能原来就具有微弱的磁性，在其持续的差异运动和对流的同时，可产生一定的电流，这种电流与地核原有的弱磁场的作用相结合，便产生了地磁场。但这个假说仍然对许多问题未能得到圆满解释，仍有待深入探讨。

（二）地磁场的变化及磁异常

实际观测发现，地磁场是有变化的。自1922年至1972年的50年间，磁北极在纬度上移动了2°，磁南极则移动了4°25′。随着磁极的移动，各地地磁要素也相应发生变化，所以国际组织规定，每5年就要重编世界地磁图一次。一般认为这种变化与磁轴的变动有关，磁轴的变动是地内物质运动引起的。

地磁场随时间的变化有日变化、年变化、长期性变化和突然性变化。日变化的磁偏角变化幅度为几分，磁场强度变化为百分之几安培/米，且以中午时的磁场强度最弱；年变化可能与电离层及太阳活动的变化有关；长期性变化可以从地磁场年变化率图的对比中发现，不同图中的地磁变化率最大点正持续地缓慢向西移动，每年移动的角速度为0.18°(相当于在赤道处每年移动20km)，并引起整个地磁场的形态发生变化，引起长期性变化的原因尚无定论，可能是地核或地幔物质运动在速度上的差异引起的；突然性的变化表现为几天或几小时内磁场强度的大幅度变化（可达几个安培/米），这种突然性变化称磁暴（magnetic storm），它与太阳黑子、空间电流等现象有联系。如果把短期变化、磁暴等的影响清除，便可恢复地磁场的原来面貌。

通过设在各地的地磁台所测的地磁要素数据，经校正并消除了地磁的短期和局部变化等的影响，便得到地磁场的“正常值”或称背景值。如果在实际测定时，发现所测的地磁要素数值与“正常值”偏离，称为地磁异常（magnetic anomaly）。地磁异常是地壳中具磁性的矿物和岩石所引起的局部磁场叠加在正常磁场上的表现。自然界有些矿物具极强的磁性（如磁铁矿、钛铁矿、磁黄铁矿等），有些矿物则无磁性或只具有极弱的磁性（如石英、石膏、石油及金、银、铅等金属元素的矿物）。岩石中岩浆岩的磁性一般较强，沉积岩的磁性多较弱。利用岩石和矿物的磁性，来寻找具磁性的矿床和了解地下地质构造情况是地球物理勘测的有效方法之一。

（三）古地磁

古地磁（paleomagnetism）是指地质历史时期的地磁场。岩石在其形成过程中因受古地磁场的影响而获得磁性，这种磁性与古磁场方向是协调的，这些受磁化的岩石在磁场发生改变后，仍可将原来磁化的性质部分地保留下来，形成所谓“剩余磁性”（remanent magnetism）。测量岩石中的剩余磁性可以帮助了解地质历史时期的地磁场情况。对保持有古地磁的岩石，在消除其后期地壳运动影响恢复其原来位置和状态后，并消除后期叠加磁场的影响，便可求得其原始磁场的基本情况，并可以据古磁倾角与纬度的关系，求得该地当时所处的磁纬度。如果经过同一时期各个地点古地磁测量的结果，便可求得该时期古地磁极的位置和当时的古地磁场特征。在地球地质时代中特别是中生代以来，地磁场方向（极性）曾发生过多次的倒转（即反向的磁场方向和正向磁场方向刚好相差180°左右）。在不同地质时期，地磁场倒转的时间间隔差别很大，可自三万年至三千万年，但近数百万年以来，地磁场倒转的时间间隔平均为$2—3\times10^5$a。研究古地磁是一门新兴的科学技术，它对地学研究有着重要的理论意义和实践意义。例如通过对比不同时期的古地磁极的位置（或同一地点不同时期所处的磁纬度）可以帮助了解地壳不同部分的相对位移情况，据古地磁场反转周期则可确定岩石的形成年代。

四、地　　热

许多自然现象表明，地球是一个巨大的热库，据估计，地球表面每年通过热传导辐射到空间的热量达$2\times10^{20}\times4.1840$J，相当于现代人类消耗的总能量10倍以上。地球内部的总热量估计为地球全部煤炭储量的1.7×10^{8}倍。

（一）地热的一般特征

所谓地热（geotherm）是指地球内部的热能而言。太阳的辐射作用也供给了地球一部分热能，但这部分热能对地球来说是很少的，而且其中大部分还将被反射回天空。太阳的热能影响的深度不大，仅能传送到地下几十米的深度，平均深度约15m左右；这种影响明显地受季节和昼夜变化的控制。在太阳热能影响的深度以下，为一个温度与当地的平均温度一致的地带，它不受季节性变化的影响，称常温层。在常温层以下，则不受太阳辐射热的影响，而受地内热能的影响，其温度是随深度而增加的。通常把每向下加深100m所升高的温度，称为地热增温率或地温梯度（geothermal gradient），它的倒数称为地热增温级（geothermic degree）。地球的平均地温梯度为3℃。据实测，海底的平均地温梯度为4°—8℃，大陆为0.9—5℃，海洋的地温梯度明显高于大陆。由于各地岩石的密度、导热率、离热源的远近及所处的地质构造条件等的不同，地温梯度也不尽相同，如我国华北平原约为1°—2℃，大庆油田可达5℃。某些地热异常区的地热随深度增加很快，如西藏北部羊八井地热田，据钻孔资料在离地表65m的深度，温度可达165℃。

地温梯度是据浅层地壳实测值计算所得的平均值，并不适用于推算整个地球内部的温度的变化，因按平均100m增温3℃计算，至地壳底部温度将超过900℃，地心处将达到200000℃的惊人数值！如果这种推算成立，则从地壳至地核将不可能绝大部分是由固态物质组成的。这说明按地温梯度推算的方法对地球深部是不能成立的。物理证明，岩石的热导率是随温度升高而递降的，因而随深度增加，地温升高，地温梯度会逐渐降低。同时，随着深度增加地压增大，易于使地内温度均匀化，也使单位深度的增温率减小。按照已知的地球物理数据和固体物理学理论估计，在地下30km的深度（地壳底部）地温大约为400—1000℃；在100km的深度约为1300℃；在300km深度约1800—3000℃；在2885km深度可能达到2850—4000℃（地核边界）；地心的温度估计在4000—6000℃左右（图1—21）。

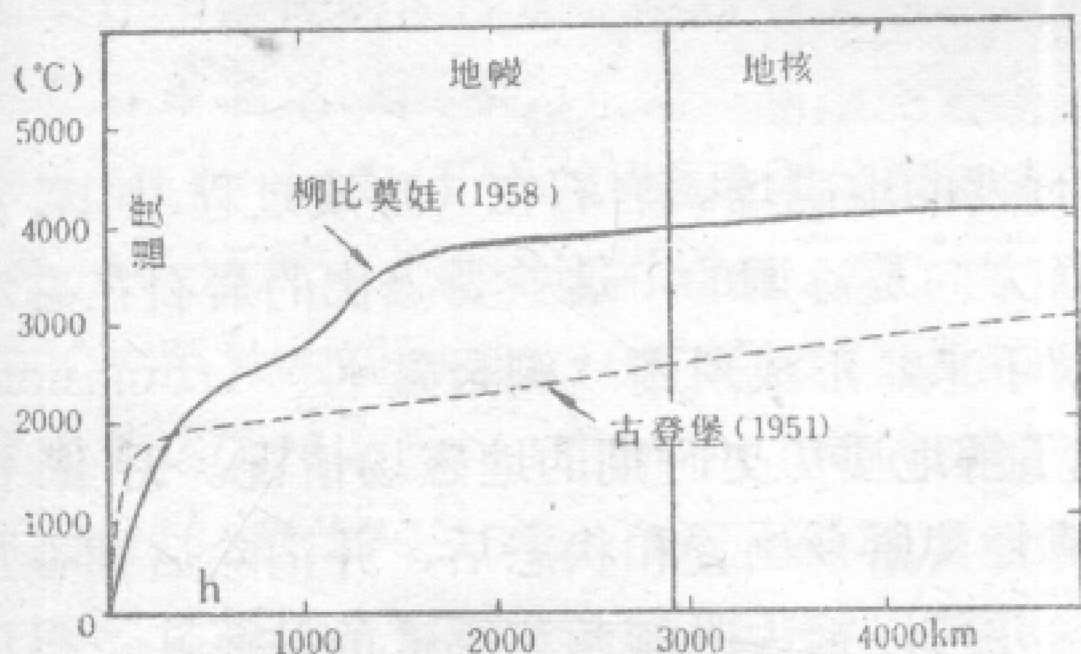


图 1—21　地内温度变化曲线

（据 B. 古登堡，1951及 E. A. 柳比莫娃，1958）

（二）地热流的基本特征

地内热能以传导、辐射、对流等方式由高温处向低温处传播；即由地内流向地表。单位时间内通过单位面积的热量称为地热流值（geothermal heat flow）。目前全球实测的数据的平均值为1.47HFU（HFU为地表每cm^2/s的地热流值），若将此值乘以地球表面积，可求得地内向外散发的总热量为$2.4\times10^{20}\times4.1840$J/a。而且还发现两个引人注目的特征：一是全球地表热流平均值（1.47HFU）与大陆地表热流的平均值（1.46HFU）及

大洋的洋底热流平均值（1.47HFU）相近，关于它的产生原因，究竟是因为观测点分布不均匀，而产生的统计上的巧合，还是有更深刻的意义（如热流在地幔中的对流等）正是地学的一个要深入研究的问题；二是无论是在大陆上或大洋内不同观测点的观测值往往有很大差异，地球上活动带，如大陆上的裂谷、年青山脉、大洋中的洋中脊顶部，地表热流值可达1.76～1.9HFU。而且，洋底热流值有随着远离洋中脊而迅速递减的趋势。新生代火山活动带热流值更高，可达2.16HFU，但地壳活动性差的地区一般都较低，仅为0.9—1.28HFU（据Lee and vyeda，1965）。各种地质构造单元的热流值见表1—8。

表 1—8　各种地质构造单元的热流值

地质构造单元	观测点数目	热流值（HFU = 4.1840×10^{-6}J·cm²·s）
前寒武纪地盾	214	0.98
古—新生代非造山带	96	1.49
古生代造山带	88	1.43
中新生代造山带	159	1.76
大洋盆地	683	1.27
洋中脊和某些海岭	1065	1.90
岛弧后海盆	642	1.80
海沟	78	1.16

（据 K·C·Condie，1982）

（三）地热的起因

现代地球科学认为地内热能的来源主要是由地内放射性物质蜕变产生的热能，其次是重力能和地球自身的旋转能。在放射性元素中，以U、Th、K最为重要。各类岩石中，放射性元素含量及其热产率可见表1—9。

表 1—9　各类岩石放射性元素含量和热产率

岩石种类	放射性元素含量（g/t）			热产率		总热量	密度
	U	Th	K	4.188×10^{-8} J/g·a	4.186×10^{-14} J/g·s	4.186×10^{-6} J/cm³·a	g/cm³
沉积岩	3.00	5.0	20000	373.0	11.8		2.3
花岗岩	4.75	18.5	37900	818.0	25.8	1.74	2.7
玄武岩	0.60	2.7	8400	120.5	3.8	0.35	3.0
橄榄岩	0.015	0.05	63	2.26	0.072	0.01	3.2
榴辉岩	0.048	0.18	360	8.1	0.26	—	3.2
球粒陨石	0.012	0.04	845	3.95	0.125	0.0095	3.6
铁陨石	0.0001 ≈0.000001	?	?		0.00002	0.00006 ≈0.0000006	

（转引自 傅承义著《地球十讲》，1976）

按照近代公认的地球内部物质模型的推论，沉积岩和花岗岩、玄武岩、橄榄岩及榴辉岩分别代表地壳的上部、下部和地幔的物质成分。认为球粒陨石的成分近似于地球的平均物质组成，铁陨石则近似于地核的物质成分（可参阅21章）。据此，可认为供给地球热能的放射性元素主要聚集在地球的表层。还可以估算出地球形成以来，由放射性元素蜕变产生的总热能是$6—20\times10^{30}$J，而利用热传导定律计算得到的从地球表面流出的总热能数值

为1—8×10^{30}J。可见，地内产生的热量比流出地面的热量要大2—3倍。

地表热能量大的地区（通常表现为热泉）或地热增温率明显大于平均地热增温率（3℃/100m）的地区称地热异常区，若能引出可供发电以及工农业和生活用的热水，就成为人类可以利用的能源。有人估计，目前能开采利用的（地下3km以内的）地热，约相当于29×10^{11}t煤炭所产生的热能，因而利用地热问题已引起世界各国的重视。目前我国已在西藏羊八井、广东丰顺等地利用地热能建立发电站。

五、地球的弹塑性

地震波（seismic wave）能在地球内部传播，表明地球具有弹性。地球自转的惯性离心力能使赤道半径加大而成椭球体，也表明它具有弹性。在野外还常观察到某些脆性岩石可发生复杂的弯曲，却未破碎或发生断裂，显然是塑性变形的产物。通过大量实验证明，岩石是脆性的，在短时间内受应力作用，岩石不变形或仅有微弱变形，当应力到达一定极限，岩石即发生脆性变形，表现为破裂；如长期受应力作用，或在一定温度和压力条件下，岩石可发生塑性变形。

地球具弹、塑性，是地内物质能发生变形、运动和移位的重要原因。

地震波在地内的传播特点，是了解地内各圈层物质特性的主要线索。

地震波按传播方式分为体波和面波。体波（body wave）是在地球内部沿三维方向传播的，可分为纵波和横波。质点的振动方向与地震波传播方向一致的称纵波（p波）；质点的振动方向与地震波传播方向垂直的称横波（s波）（图1—22）。在同一介质中，纵波的速度为横波的1.73倍，当纵波或横波传播到两种不同介质的界面时会发生波速的变化，并会发生反射和折射，部分可转化为另一种波继续传播（图1—23）。除上述两种波相互转化外，也有部分体波转化为沿界面或地球表面呈二维方向传播的面波（surface wave）。面

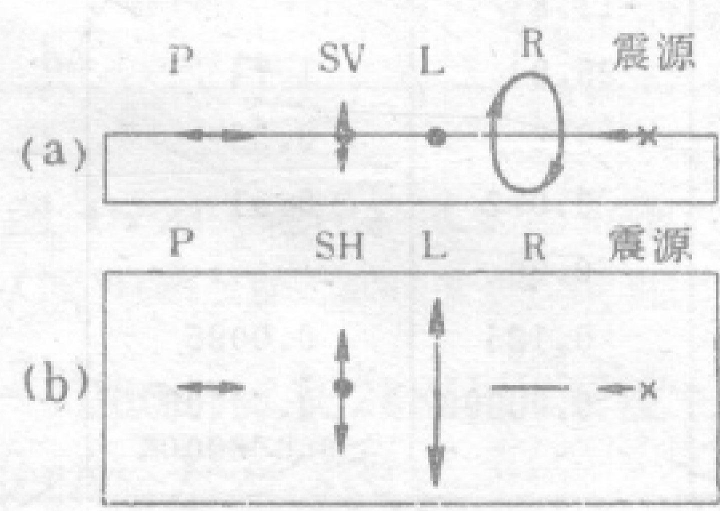


图 1—22　地震波质点传播方式

（据 M.Bath，1973）

a—纵剖面的运动方向；b—平面上的运动方向

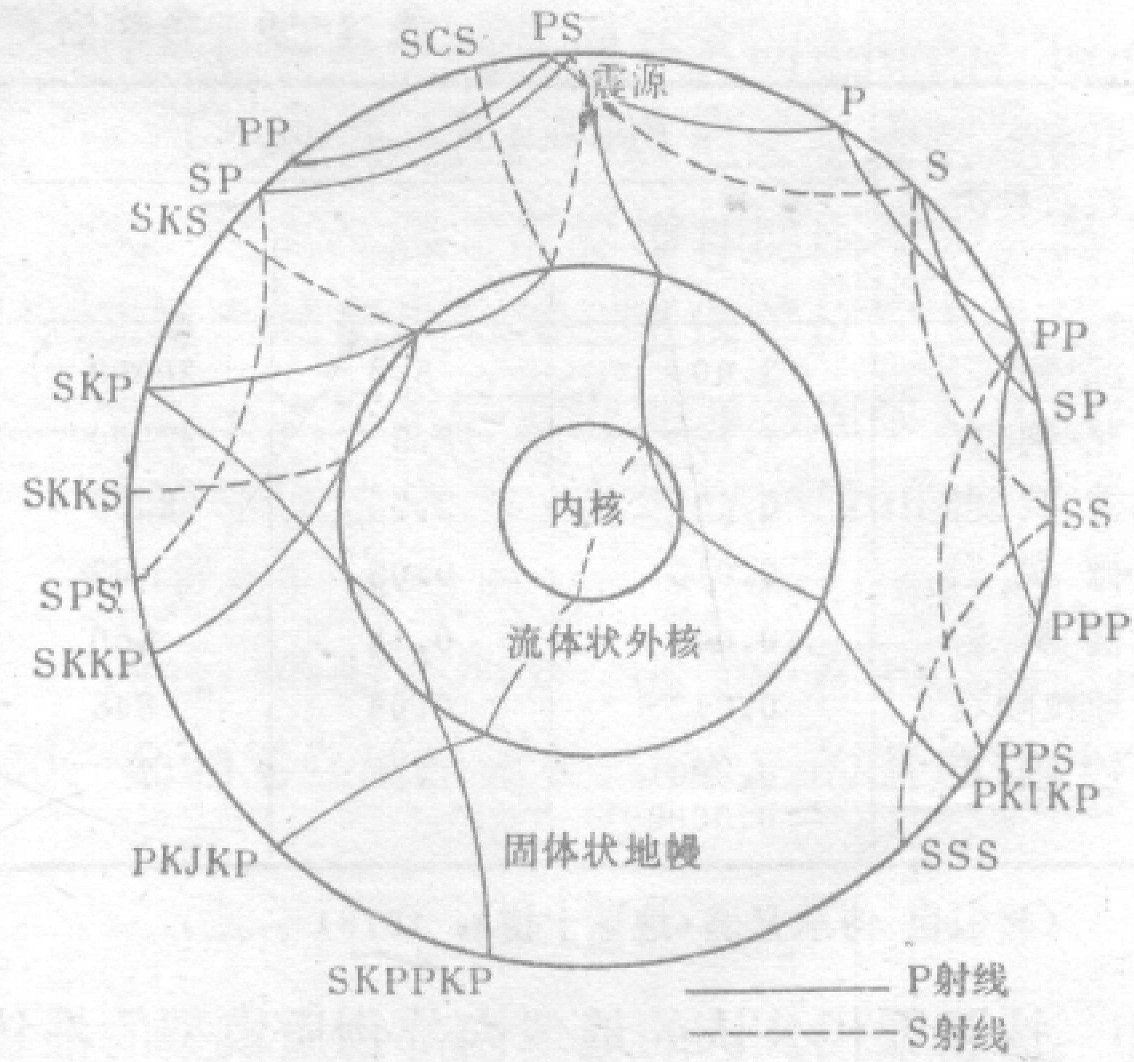


图 1—23　穿过地球的地震波的传播特点

（据 K.E.Bullen，1954）

K—表示穿过外核；J—代表穿过内核；C—为地核界面的反射

波的传播方式有多种，主要有瑞利波（R）和勒夫波（L），瑞利波是质点呈椭圆形，椭圆面垂直传播方向的；勒夫波质点振动方向与S波的水平分量相近。面波波速较慢，瑞利波波速为横波的0.92倍。

地震波波速的大小与介质的密度和弹性有关，其关系可用下式表示：

$$V_P=\left(\frac{K+\frac{4}{3}\mu}{\rho}\right)^{1/2}$$

$$V_S=\left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$$

式中，V_P、V_S分别为纵波、横波波速，ρ为密度，K为介质的体变模量（物体在围限压力下能缩小的程度），μ为切变模量（物体在定向压力下，形状改变程度），已知地壳和上地幔$K=5/3\mu$。液体体积难以压缩，故K值大；液体无反抗变形的能力，即$\mu=0$。所以在液体中纵波速度较慢，而横波则不能通过。密度是随深度加大的，所以纵波和横波波速也随深度而加大，但因地内物质性质有变化，波速也有复杂变化，在刚性物质中比在塑性物质中传播得快。

第四节　地球内部的构造及其物质组成特点

一、圈层构造

根据地球物理数据的研究，固体地球具有一定的圈层构造。从地表和整个地球平均密度的对比（地表平均密度为1.08—2.8g/cm^3，地球平均密度为5.52g/cm^3）可推测其内部必有密度更大的物质。有关地球内部圈层的划分、埋藏深度及其物理特性等主要是根据地震波波速的研究得来的。

地震波的传播速度总体上是随深度而变化的。据实测，地内有两个明显的波速不连续面（界面）。第一个界面位于5—60km深处，大陆部分平均深33km，最深可达60km以上；大洋区较浅，平均为11—12km，有些地区小于5km，最浅处不足0.5km（圭亚那以东的大西洋洋底，1982年报导）。在界面附近，V_P由7.6km/s突增至8.1km/s，V_S也由4.2km/s突变为4.6km/s。此界面是南斯拉夫学者A.莫霍洛维奇（Mohorovičić）于1909年发现的，故称为“莫霍洛维奇不连续面”（Mohorovičić discontinuity），简称为“莫霍面”（Moho或M面）。另一明显界面位于2885km深处，是美国学者B.古登堡（B.Gutenberg）于1910年发现的，命名为“古登堡不连续面”（Gutenberg discontinuity）。界面附近，V_P由13.64km/s变为7.98km/s，V_S由7.23km/s突然消失，据此可以把地球内部分为：地壳、地幔、地核三个主要圈层（图1—24）。按照次一级界面，还可把地幔、地核进一步划分为上地幔（分B、C两层）、下地幔(D)、外地核(E)、过渡层（F）及内地核（G）几个圈层。

60年代初发现上地幔B层的下部（60—250km），地震波波速不仅未随深度而增加，反而逐渐降低，尤以在100—150km深度处降低较多，以后又逐渐增加，这个带称为“低速带”（low-velocity zone）。低速带没有明显的界面，波速的变化是渐变的，尤其是底

界更是如此，直至370—413km深度，波速才显著增加。因此，也有人认为低速带的下界面深度为413km。总之，低速带的界面是起伏不平的，厚度变化较大。横波的低速带是全球性普遍发育的；纵波的低速带在某些地区可以缺失或较深。按波速变化特征推断，低速带的物质状态应为塑性较强的物质，所以又称为“软流圈”(asthenosphere)。

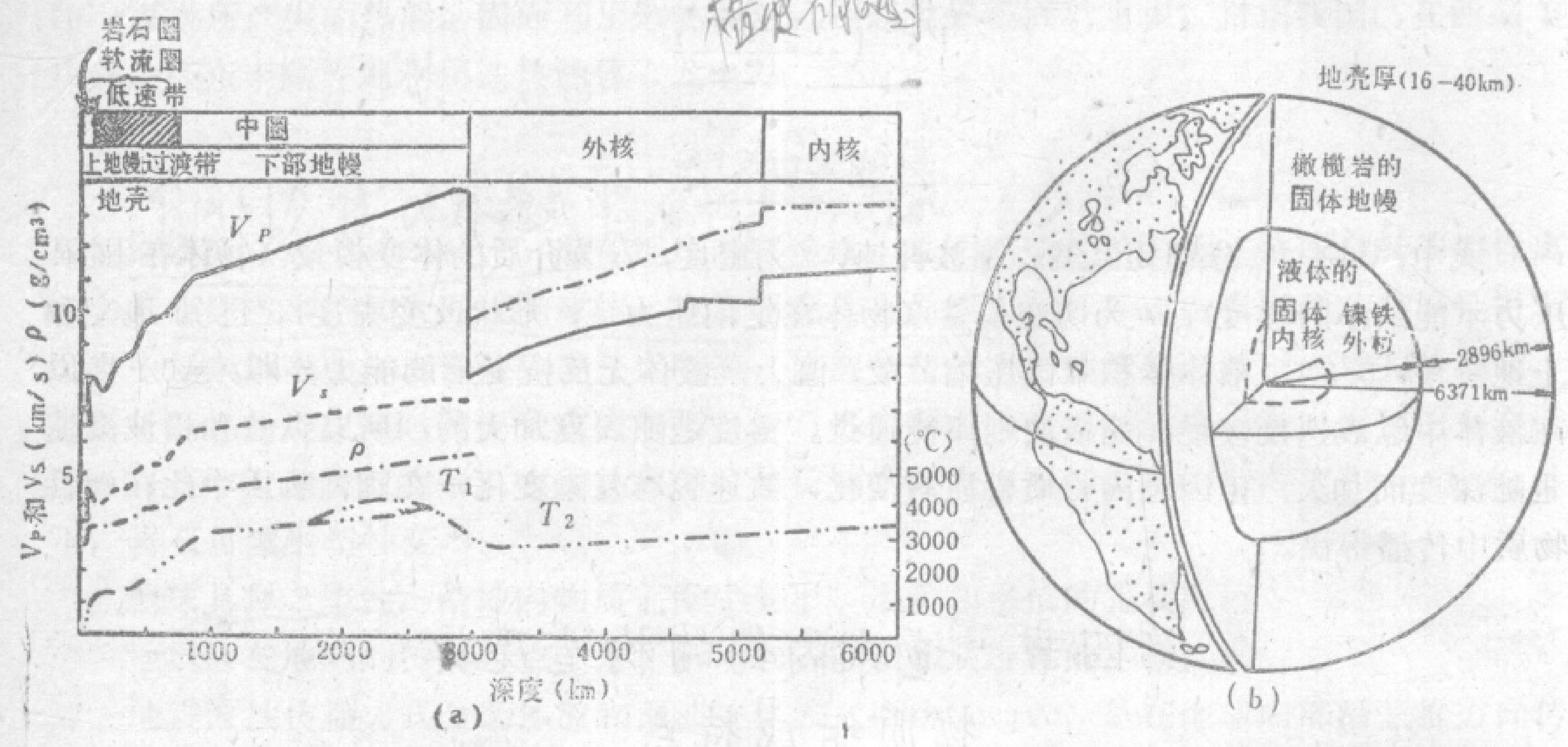


图 1—24 地球内部圈层及其地球物理特征

(V_p、V_s、ρ据 Anderson等1970；T_1据 Tozer，1959；T_2据 Lubimova，1969)

地球内部地震波传播速度(V_s、V_p)；密度(ρ)；温度(T_1和T_2)的分布

地球的其它物理特性可以根据地震波速及重力资料计算求得（表1—10)。

二、各圈层的物质状态

(一) 推断地内各圈层物质状态的依据

推断地内各圈层物质状态的主要依据有三个：

(1) 参照地球表面岩石的密度及其它物理特性进行对比；

(2) 从研究一些只能在地幔等深部形成的岩石（如橄榄岩等）得到的启示；

(3) 与研究陨石的结果进行对比。

现代有关地内各圈层物质状态的模型，都是运用上述三方面研究结果与地内地球物理数据对比推断而来的。

可以根据陨石（meteorite）成分来帮助推断地球的物质成分和状态。陨石是来自宇宙的星体碎片。每年约有1500个质量大于10kg的陨石击中地球，但能寻获者甚少。世界各地已发现数千块陨石，1986年4月15日在我国湖北随州降落的陨石雨，无论在数量、重量及散落范围在世界上都是罕见的。按陨石的化学成分和结构，可分为三大类：

石陨石 石陨石（Aerolite或stone meteorite)，主要由铁镁硅酸盐矿物组成，镍铁的成分很少，比重3—3.5；

铁陨石 铁陨石（Siderite或Iron meteorite）主要由铁镍组成，比重为8—8.5或更大，1898年坠入我国新疆准噶尔盆地东北部的铁陨石，重达30t，是世界第三位的大铁

表 1—10 地球内部圈层结构及各圈层的主要地球物理数据

圈层	分层 (Pa)	深度 (km)	地震波速度 (km/s) 纵波 V_p	地震波速度 (km/s) 横波 V_s	弹性 体模量 K (10^3Pa)	弹性 切变模量 μ (10^3Pa)	密度 (ρ) (kg/cm³)	压力 (P) (10^3Pa)	温度 (T) (℃)	重力 (g) (N)
地壳	A	0	5.6	3.4	21	0	2.6	0	14	9.81
莫霍面		33	7.8 / 8.38	3.72 / 4.73	1412	785	2.9 / 3.32	12	400—1000	9.83
地幔·上地幔（盖层 B′、低速层 B″、均匀层 B‴）	B		7.93	4.36	1292	652	3.42	33	700—1300	9.84
地幔·上地幔	B / C	350	8.55	4.57	1313	697	3.64	73	1800—3000	
地幔	C	650	10.08	5.42	2143	1045	4.64	185		
地幔·下地幔	D (D′)									9.94
地幔·下地幔	D (D″)	2550	12.80	6.92	5457	2561	5.13	981		10.08
古登堡面		2885	13.64 / 7.98	7.23 / 0	6341 / 6349	2885 / 0	5.56 / 9.98	1352	2850—4400	10.69
地核·外核	E (E′ / E″)	3170	8.22	0						
地核·外核 / 过渡层	E / F	4170	9.53	0			11.42	2520	4500—5500	7.60
地核·过渡层 / 内核	F / G	5155	10.33 / 10.89	0 / 3.46	12909 / 12624	0 / 1470	12.25	3281	4700—5700	4.27
地核·内核	G	6371	11.17	3.50	13636	1540	12.51	3617	5000—6000	0

（地球的内部分层据 Anderson and Hart 1976；其余地球物理数据转引自曾融生《固体地球物理导论》1984）

陨石；

铁石陨石　这种陨石介于铁、石陨石之间，其中铁镍和硅酸盐成分各占一半。降落到地表的陨石有90％属于石陨石。石陨石中有95％具有球粒状结构，称球粒陨石（Chondrite)。从显微镜中观察发现，它具有地表岩石所没有的，直径为1mm的玻璃质球粒（Chondrule)，这种球粒是含铁的硅酸盐经熔化又急速冷却而成的。对陨石的成分进行研究后发现，绝大部分与地球的化学成分相同。因此，可认为太阳系的物质成分是统一的，可以利用陨石的成分、特性等资料，结合地内的密度、地震波波速数据来推断地内的物质状态。

（二）各圈层的物质状态

地核　地核（core）是地球内自古登堡面至地心的部分。按地震波速的分布，可分为三层：由2885—4170km是地核的外层（E层），称外核；4170—5155km是过渡带（F层）；5155km至地心为地核的内核（G层）。地核的体积占地球的16.2％，质量却占地球质量的31.3％。地核的密度可达9.98—12.51g/cm³，与铁陨石相似。

根据横波不能通过外地核的事实，可以推断外地核是由液态物质组成的。但也有人认为，横波并非不存在，可能是被吸收掉。但70年代初利用人工爆破观察到纵波在外核经7次反射仍然存在，证明外地核的物质对地震波的吸收很少。此外，从固体潮和地球自由振动的观测结果来看，外地核的刚性系数很小，更确凿地证明了外地核是由液态物质组成的。

过渡层（F层）中波速变化很复杂，可重新测得横波波速数据，表明它已向固态物质过渡。内地核已能测得横波、纵波的传播数据，并发现纵波进入内核时可以转化为横波，在穿出内地核时又转换为纵波的现象，从而证实内核为固态物质。

关于内地核的物质成分，很早以前就有人根据地核的密度与铁陨石相似的特点，推论地球具铁镍核心。而且，据地磁场特点推断的地磁场成因也可以作为旁证。近年来用冲击波试验（F. Birch，1968）已得出近似地核压力的瞬时高压，并求得在这种超高压下物质的密度（ρ）与压力（P）的偏导数$dp/d\rho$，根据计算证明$\sqrt{\frac{dp}{d\rho}}$（流体动力学声速）与纵波波速值相等。$\sqrt{\frac{dp}{d\rho}}$值是随各种元素的密度而变化的，其曲线如图1—26。由图可知，地核的成分更接近铁族元素，地幔则与铁、镁的硅酸盐（橄榄岩）接近，因而证实了地核是由铁、镍成分组成的。

地幔　地幔（mantle）是地球的莫霍面以下，古登堡面以上部分。其体积占地球的82.3％，质量占67.8％，是地球的主体部分，它主要由固态物质组成。根据地震波速的变化，以650km为界，分为上地幔（B、C层）和下地幔（D层）两个次级圈层。

上地幔（B、C层）的平均密度为3.5g/cm³。按照地球物理数据（密度、波速变化）及其与陨石对比，以及在某些火山喷发物中发现的岩石（这些岩石只能在地幔中形成）的分析，认为上地幔的物质成分可能与石陨石相当。它们是由含Fe、Mg多的硅酸盐矿物（辉石、橄榄石）组成的，与超基性岩相类似。其组成比例大约是橄榄石占46％；辉石占25％；斜长石占11％；Fe—Ni合金占12％。在模拟地幔的压力和温度条件的实验室中，测定用各种不同组分和比例的硅酸矿盐物组合成的样品的密度和波速，将其与从地震波推算的地

幔波速及密度进行对比，发现地幔物质与榴辉岩（辉长岩的高压形式，其组分中橄榄石占55%；辉石占35%；石榴子石10%）及橄榄岩（橄榄石占45—75%；辉石占20—50%；石榴石占<15%）最为相似。因此证明其物质成分可能为与榴辉岩及橄榄岩相似的物质。

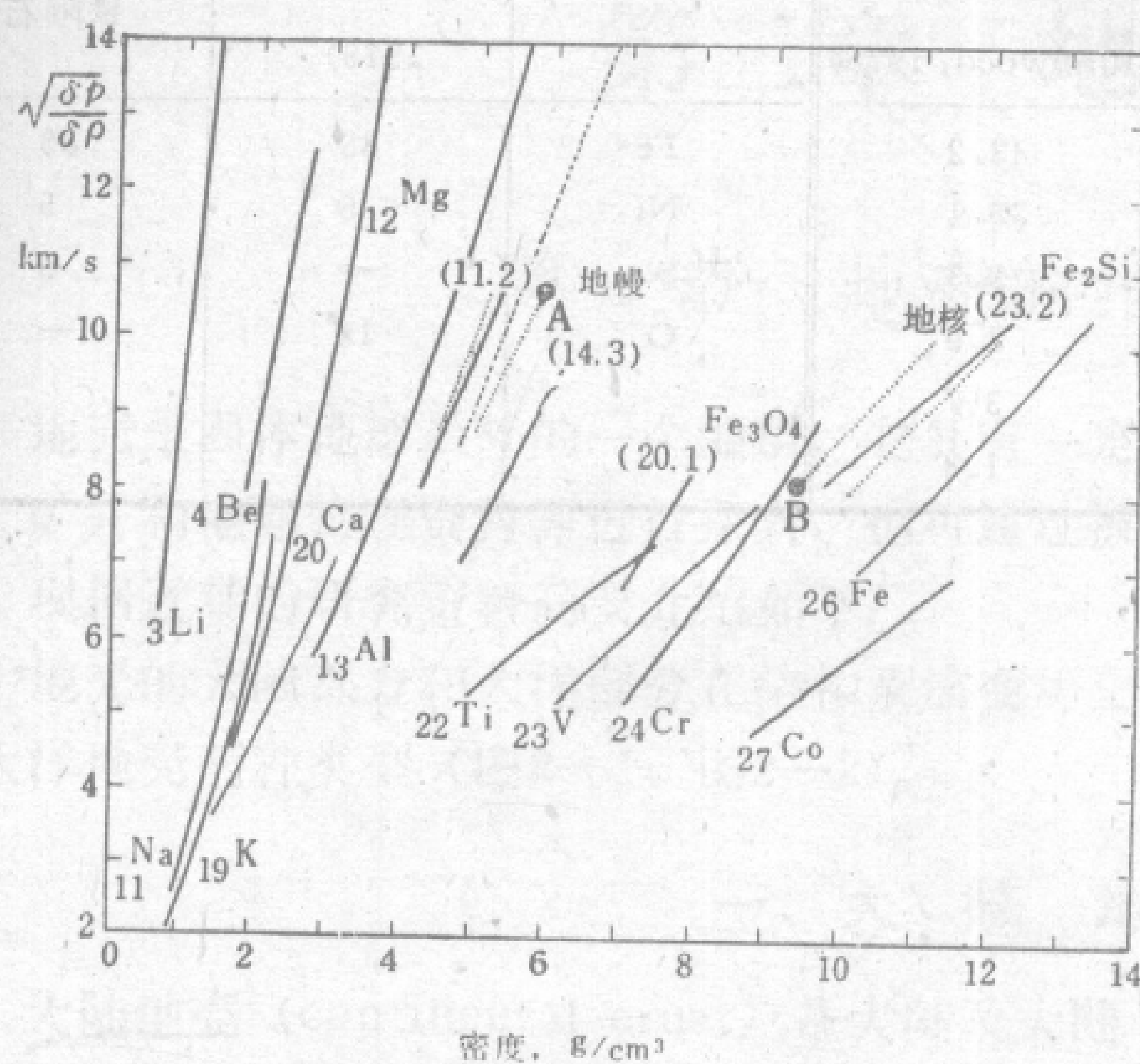


图 1—25 某些元素与$d\rho/d\rho$的关系曲线

（据 Birch，1968）

$\sqrt{\frac{d\rho}{d\rho}}$与纵波速相等，曲线所标数字为原子序数或相当于原子序数（加括号）；(11,2) 及 (11,4) 分别为铁橄榄石和镁橄榄石为主的橄榄岩。用点线标出地幔及地核应占的位置

上地幔的B层的特征，在研究由核爆炸所产生的地震波传播后，发现在[illegible]0—150km处存在"低速带"。从面波反射特征的分析发现，低速带中物质的刚性应低于其上下层的物质，因而认为组成低速带的岩石有较大的塑性，并称之为"软流层"。按地热增温率推算，软流层的温度可达700—1300℃，已接近超基性岩的熔点，因而推断此带已部分熔融，也许这就是使波速降低的原因。同时还认为本带是岩浆的发源地，但"岩浆源"并不构成一个连续的带。

上地幔下部（C层）（350—650km）的地震波速和密度都迅速增高，据高压试验证明这种变化是由下列原因引起的：在高压下，橄榄石、辉石等矿物在晶体结构上发生了变化，这种变化导致密度增加（约增加10%，密度可达3.64—4.64g/cm³），与此同时，并分解为由简单的氧化物（MgO、FeO、SiO等）所组成的"高压型"矿物。在其变化过程中会释放能量，并成为地内热源之一。

下地幔（D层）（650—2883km）的地震波速平缓增加，密度已达5.1g/cm³。一般认为它的化学成分与上地幔相似。密度的增加，可以用物质在高压下被压缩，致使密度也加大来解释。当然，也可能是因为Fe含量增加的原因。

软流层以上的上地幔（B′层）和地壳合称为岩石圈（lithosphere），是组成地球表层的固体薄壳，它均由岩石组成，莫霍面位于其中。岩石圈因其下存在着温度高、塑性大的软流层而易于移动。这一事实，对解释地壳变形、板块的相对移动和极移等现象都有重要意义。

地壳 地壳是莫霍面以上固体地球的表层部分，其厚度是地球半径的1/400，占地球总体积的1.55%，总质量的0.8%，是一层相对很薄的固体硬壳。地壳的平均密度为2.6—2.9g/cm³，由岩石组成。地壳下界的起伏较大，例如，大洋部分地壳厚度小，大陆部分的厚度则较大。

地壳是当前地质学的主要研究对象。有关地壳的特点将在下一章讨论。

现将根据陨石等资料估计的地核、地幔的成分用表格方式表示如下：

表 1—11 地幔和地核的化学成分估算值（单位%）

	地	幔		地	核	
	(据 Ringwood 1975)	(据 Mason 1966)	Ⅰ型碳质球粒陨石 (Ringwood, 1975)		(据Ringwood 1979)	铁陨石
SiO_2	45.2	48.1	43.2	Fe	85	80
MgO	37.5	37.1	38.1	Ni	5	5
FeO	8.4	8.6	9.3	S	—	5
Al_2O_3	3.5	3.6	3.9	O	10	—
CaO	3.1	2.3	3.7			
Na_2O	0.6	1.1	1.8			

（据 Mason 及 Ringwood 综合）

第二章　地　壳

第一节　地壳的结构和类型

地壳是固体地球最外的一个圈层，它具有一定的厚度。它的深部情况我们可以通过深钻、矿井和地球物理资料等进行探索，也可通过被地壳运动抬升出来的岩石和地层进行推断。现据近年的研究资料简要介绍如下：

地壳的大陆部分和大洋部分在结构及演变历史上均有明显差异，据此可分为大陆地壳和大洋地壳两种类型（图2—1、图2—2）。

一、大陆地壳

大陆地壳（continental crust）是大陆及大陆架部分的地壳，它具有上部为硅铝层（sial）下部为硅镁层（sima）的双层结构，硅铝层的P波波速为6.0—6.2km/s；密度为2.6—2.7g/cm³；一般厚15—20km。硅镁层的P波波速为6.4—7.8km/s；密度为3.3g/cm³；厚度为15—20km。据研究，硅铝层的物质组成与大陆出露的花岗岩层成分近似，故又称为“花岗岩层”（granitic layer）。硅镁层的物质组成则可能与玄武岩成分相当，故称为“玄武岩层”（basaltic layer）。上、下地壳间的界面，称康拉德面（Conrad面或C界面）。近年来的一些研究发现，在许多地区并没有明显的C界面，说明C界面并不是一个普遍存

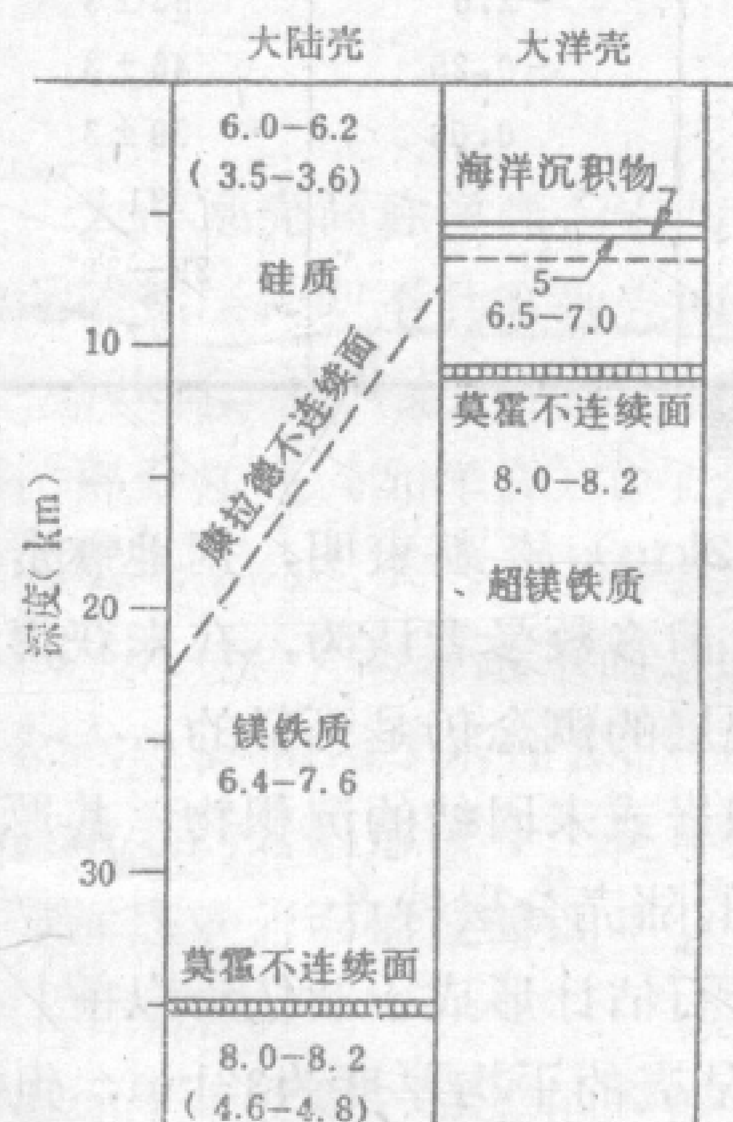


图 2—1　大陆地壳和大洋地壳剖面

（引自 Press, 1961）

图中数据为地震波波速（km/S）括号内为S波波速，未加括号为P波

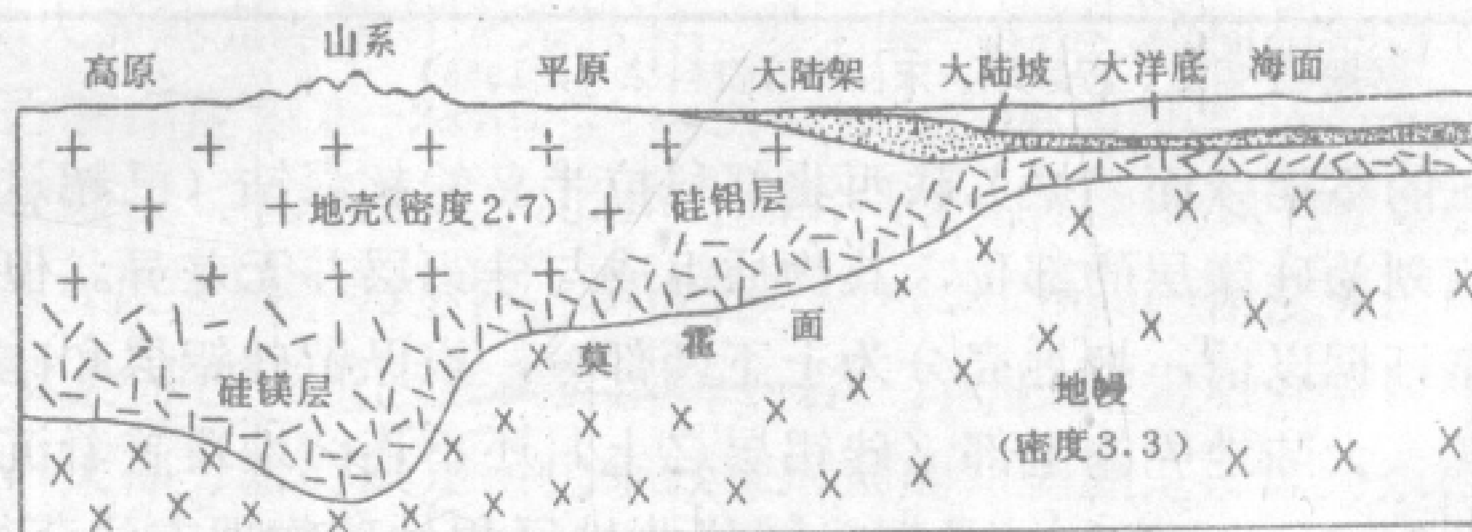


图 2—2　地壳结构示意图

（据 李四光，1970）

表 2—1 陆壳的分层特点（以中国华北为例）

深 度 (km)	地壳分层及界面	纵波波速 (km/s)	岩石性质	温 度 ℃	压 力 10^5Pa	电阻率 Ω/m
	表 层	1—4	沉积岩及沉积物，薄层，含大量层间水	0—200	0—1300	0.13
～5	——间断面——	高速？				
	上 层（硅铝层）	6	花岗岩质岩层，厚层，结晶粗大	200—700	1300—10000	1.0—10
～20	——C界面？——	低 速				
	下 层（硅镁层）	6.5	玄武岩质岩层，隐晶	700—1200	10000—20000	10—20
～36	——M界面——					
	上地幔	7.8—8.0		>1200	>20000	>20

（据马宗晋，1982，略有删节）

表 2—2 我国部分地区地壳厚度、地震波速及布格重力异常值

地 区	坐标 北 纬	坐标 东 经	地震波纵波平均速度 (km/s)	1°×1°布格异常值 (m/s^2)	地壳平均厚度 (km)
广 州	23.09°	113.33°	6.1	0.09	31±3
昆 明	25.12°	102.74°	6.1	−2.06	53±3
拉 萨	29.64°	91.03°	6.1	−4.85	71±3
成 都	30.66°	104.01°	6.2	−1.5	47±3
佘 山	31.10°	121.19°	6.1	0.25	31±2
南 京	32.06°	118.79°	6.2	0.13	32±3
西 安	34.25°	108.79°	6.1	−1	42±3
兰 州	36.06°	103.83°	6.1	−2.6	53±3
北 京	40.04°	116.18°	6.1	−0.25	46±3
长 春	43.83°	125.31°	6.1	0.03	39±3
黄海区					31
东海区					29—30
台湾以东深海边缘					37

（据 丁韫玉、程家印、宋仲和等资料综合，1965）

在的不连续面。据苏联西北部科拉半岛的超深钻（已超过12km）资料表明，据地震资料应划为硅镁层的部位，其物质组成与硅铝层并无差异。但目前多数学者认为，在未获得更多证据以前，把地壳分为上下两部分，或保留硅铝层和硅镁层的概念仍是可行的。

大陆地壳的上部（硅铝层之上）还不连续地覆盖着沉积岩或未固结的沉积物，其厚度为0—5km。表2—1是据我国华北地区用地球物理方法获得的陆壳分层特点。

组成陆壳的岩石是在地球形成以后逐渐形成的，最老岩石估计形成于38亿年以前。因地壳运动影响，大部分岩层已发生变形（褶皱、断裂等）。陆壳的平均厚度为33km，但各地厚度很不均匀，高山和高原地区地壳通常较厚，平原地区较薄。近年的深部探测资料证明，我国东部平原区地壳较薄，华南地壳标准厚度为32km，华北为41km；西部山地地壳较厚、兰州、昆明附近均达53km，喜马拉雅山一带的地壳厚度超过70km（表2—2及图2—3）。

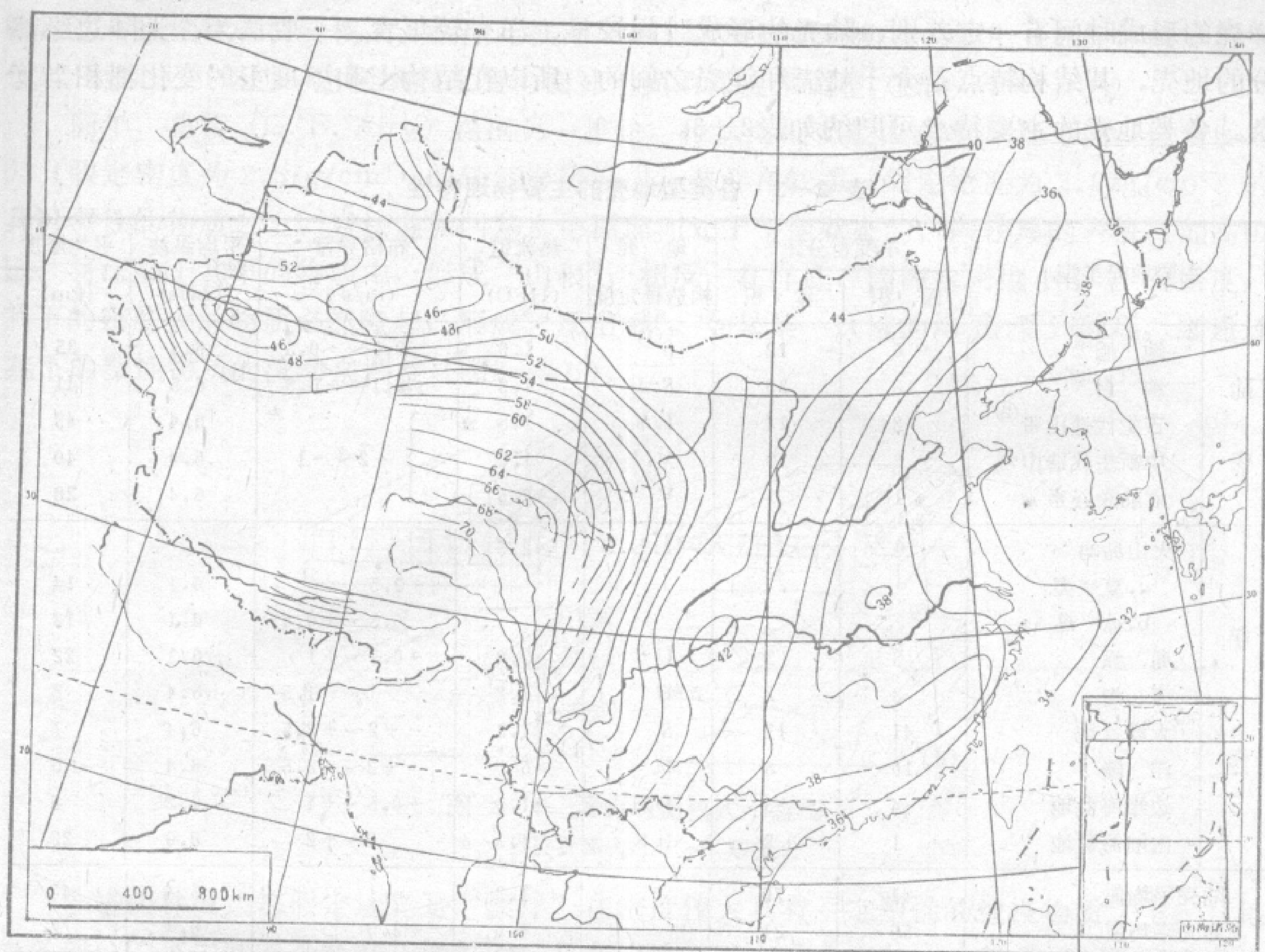


图 2—3 我国大陆部分的地壳厚度等厚线图

（据 王懋基等，1981）

二、大洋地壳

大洋地壳简称洋壳，它与大陆地壳有明显差异。其厚度较薄，平均仅5—6km，一般缺乏硅铝层，即不具有地壳的双层结构，以大洋盆地为典型。岛弧地带的地壳较厚，可达10—30km。从其组成物质上看，大洋地壳一般可分为三层，最上面一层是未固结的沉积物，部分洋底（如洋脊）缺此层，其厚度为0—2km，V_p=2.0km/s，密度为2.2g/cm³；中间层基本为玄武岩，其厚度变化较大，自0.5至2.0km不等，V_p=5.1km/s，密度为2.55—2.65g/cm³；最下面是以"玄武岩层"为主体，其波速Vp=6.8km/s、密度为2.86—3g/cm³，相当于基性岩，一般认为是已变质的玄武岩或辉长岩。洋壳的岩石一般较年青，最老的岩石形成于二亿年前，大部分岩石则是一亿年以来形成的，据测定，认为东太平洋洋底的岩石形成时间不会早于五千万年。除东太平洋部分洋底外，大部分洋壳岩层很少发生变形。

近年来发现，洋壳的厚度也是不均一的，如太平洋洋盆地壳平均厚度为6.4km；西太平洋较厚，平均为8.3km，东太平洋洋壳厚度为5.8km；洋隆的厚度可达10km以上。西太平洋被一系列洋隆分隔成孤立的盆地，毗邻我国南海的菲律宾海盆地壳厚度为6.5km，并向我国沿海大陆架逐渐增厚。

概括来说，陆壳与洋壳在结构和厚度上均有差异，因此莫霍面是起伏不平的。陆壳和

洋壳的形成时间有一定差别，陆壳的形成时间较早，洋壳较年青。一般认为，大陆边缘部分的地壳，其结构特点是介于陆壳和洋壳之间的，所以在结构上和厚度上的变化都相当复杂。各类地壳的主要特点可归纳如表2—3。

表 2—3 各类型地壳的主要物理特性

	主要地壳类型	丰度百分比 面积	丰度百分比 体积	地壳构造稳定度	热流值 (HFU)	布格异常 (m/s²)	平均纵波波速 (km/s)	平均厚度 (km)
陆壳	地盾②	6	12	S①	1.0	−0.1～−0.3	6.3	35
	地台②	18	35	S.I	1.3	−0.1～−0.5	6.5	41
	古生代造山带②	8	14	I.S	1.5	−2～−1	6.4	43
	中新生代造山带	6	13	V.I	1.8	−2～−1	6.4	40
	大陆裂谷系	<1	<1	V	≥2.5	−2～−1	6.4	28
洋壳	火山岛屿	<1	<1	I.U.S	≥2.5			
	a.夏威夷					+2.5	6.1	14
	b.冰岛					−0.3～+0.45	6.1	12
	岛弧	3	3	U	≥2.0	−0.5～+1	6.1	22
	海沟	3	2	U	1.2	−1～−1.5	6.4	8
	大洋盆地	41	11	S	1.3	+2～+2.5	6.4	7
	洋隆	10	5	U	>5	+2～+3.5	6.4	5
	边缘海盆地	4	3	U.I	≥1.5	+0.5～+1	6.2	9
	内陆海盆地	1	2	I.S	1.3	0～+2	6.0	22
陆壳平均值		41	79		1.3	−1	6.4	40
洋壳平均值		59	21		1.6	+2.5	6.4	7

注：①构造稳定度：S=稳定；I=中等稳定；U=不稳定。②地盾、地台均为地壳相对稳定地带，造山带为相对活动地带。

（据 K.C.Condie, 1982）

第二节 地壳均衡概念

地壳为适应重力作用，力求达到平衡的现象称为地壳均衡（isostasy）。

如前所述，陆壳部分的莫霍面深度随地形高程的增加而递增，但布格重力异常值却递减（如青藏高原为−5.5m/s²）。洋壳部分则随海底深度加大，莫霍面却相对隆起，布格重力异常升高（太平洋洋盆为+3.29m/s²、大西洋为+2.72m/s²印度洋为+2.67m/s²）。由此可认为大陆隆起部分（高山区）因地形升高而增加的质量，必然引起深部质量的亏损以资补偿（表现为莫霍面的深度加大）；在海底深陷部分所减少的质量，则被深部质量的盈余来补偿（表现为莫霍面的隆起）；地形较平缓的地区则地壳平均厚度接近均衡。换言之，哪里有大面积的质量增加，必须在那里的地壳深处得到补偿，以达到重力的均衡。

在解释地壳均衡现象方面，长期以来有两种模式（假说），即普拉特模式和艾黎模式。

J. H. 普拉特（Pratt）于1885年提出的假说认为，组成高山的岩石密度与平原上的岩石密度有差异，但都漂浮在密度更大的均一物质之上，即地下某一深度存在一个等压面，无论在高山或平原，由海平面至等压面的距离是相等的，此一等压面称“均衡补偿面”。并假定在补偿面以上，地壳可分为许多截面面积相等的岩石柱体，每一柱体的质量不变但密度不同，组成高山柱体的岩石密度小，组成深海底柱体的岩石密度大，从而使重力达到均

衡，这一推论称普拉特模式。按照此推论，如某一地区的均衡发生变化（如柱体的体积变化），则须在相邻的一定区域内改变均衡补偿面的深度来调整（图2—4a）。

同年，艾黎（G. B. Airy）提出另一推论。他认为地壳是由许多厚度不同，但密度均匀（假定密度为2.67g/cm³）的较轻岩块组成，并浮在较重（假定密度为3.27g/cm³）的具可塑性的物质之上。岩块遵循阿基米德原理而处于平衡状态的，即较厚的岩块（如高山区）将深陷于其下的物质中，形成"山根"；相反，在洋底，因海水密度小于岩石密度，其下的密度大的物质必然隆起，形成"反山根"。如果某一区域的均衡受到破坏，则通过其下的塑性物质的流动来调整（图2—4b）。

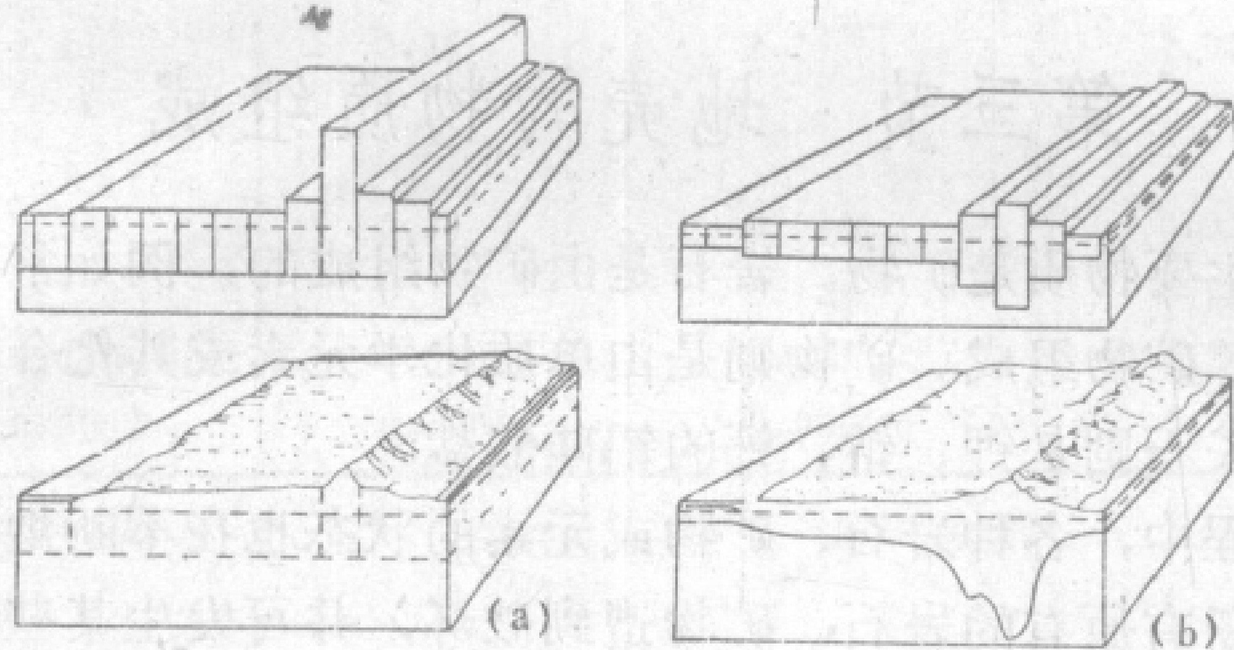


图 2—4　重力均衡模式示意图

a—普拉特模式；b—艾黎模式

上述两种模式都假定地壳是"漂浮"在密度较大具有一定塑性的地幔物质之上，且地壳各部分的重力状态是经常在调整的，只在论述补偿方式上有差别。艾黎强调了垂向补偿，如"山根"和"反山根"的补偿现象；普拉特则强调了横向补偿，即通过改变均衡补偿面深度来调整。按这两种模式计算的均衡补偿数值也相差无几。但这两种模式所假定的条件都过于简单，未考虑地内物质的不均匀性及其运动状态的复杂性等等。因而还不能全面解释地壳中发生的复杂地质现象。因而，建立正确的地壳均衡模式仍是地质学、地球物理学正在探索的问题。

地壳的不均衡现象是普遍存在的，因而地壳不同部分的均衡调整也是不断进行的，这一点从某些地质现象可获得证明。北欧斯堪的纳维亚半岛因古冰川消融而产生的地壳上升现象就是一例。据研究，15000 a前斯堪的纳维亚半岛还被厚达数千米的冰盖复盖着，在长期冰川的重压下趋向取得均衡，在冰川消融后消除了冰川的重压，导致了新的不均衡，因而出现了大面积的回升现象。据估算，近万年以来其上升幅度达250m，至今仍以1cm/a的速度上升。相反，在格陵兰则因覆有厚达3—4km的冰层，而持续下沉着（图2—5）。此外，大型水库蓄水以后，也会使均衡遭到破环，引起邻近地区的相对升降，甚至可诱发地震。据统计，凡坝高$>$100m，库容$>10^8m^3$的水库附近，几乎都发生过地震。

据重力测量数值计算各地的地壳重力均衡状况发现：陆壳上的稳定地区（地台区）也是地势较低地区，并与各大洋的洋壳基本达到均衡，但陆壳上的年青山脉（如喜马拉雅-阿尔卑斯山脉）和深海沟则远未达到均衡状态，因而这些地区正通过各种地质作用来调整其不均衡状态。如喜马拉雅山正以1.87cm/a的幅度抬升，并以5—6cm/a的速度向北推移。环太平洋带和喜马拉雅-阿尔卑斯山系一带之所以火山和地震作用频繁，可能也与地壳重力的均衡调整和深部物质的运移有关。研究地壳的均衡现象对探讨地壳运动的起因及地壳

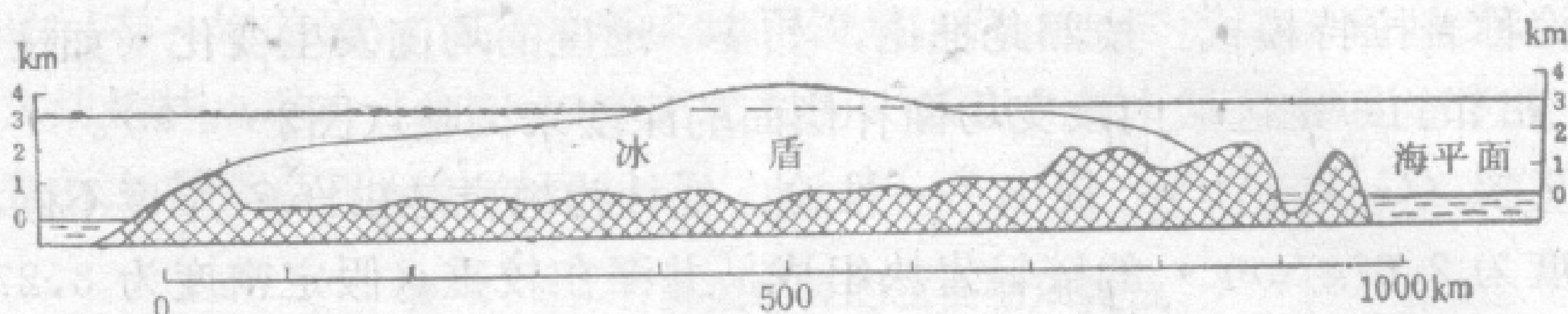


图 2—5 格陵兰冰盖及其基底的下沉

(据A.Holmes, 1978)

深部的构造特征都有重要意义。

第三节 地壳的物质组成

组成固体地壳的主要物质是矿物。岩石是由矿物组成的，例如常见的花岗岩，主要由长石、石英和黑云母等矿物组成。矿物则是由单质化学元素或其化合物组成的，例如石英是氧和硅的化合物；长石则是钾、钠、钙的铝硅酸盐。

在地壳的演变过程中，各种岩石、矿物或元素的状态也在不断地变化，不断有新的岩石和矿物产生，也不断有原有的岩石、矿物遭到破坏，并可发生某些矿物或元素的分散和富集现象，尽管其过程是极其缓慢的，但却时刻都在不停地进行着。元素、矿物和岩石的变化是地壳演变过程的重要内容。

一、元素在地壳中的分布

各种元素在地壳中的含量和分布都是不均匀的，这种不均匀本来就存在着，在地壳的形成和演化过程中，又会出现新的不均匀现象。这种不均匀现象与元素本身的特点有关，也与其在地壳中所处的物理、化学条件有关。所以研究元素在地壳中的分布特点，对了解地壳的演化和合理利用自然资源来说，都有重要意义。

许多学者为研究元素在地壳中的平均含量付出了大量的劳动。美国学者F. W. 克拉克（Clark）于1889年首次发表了元素的重量百分比的数据。之后，他与H.S.华盛顿（Washington）经过35年的研究，在对采自全球的5159个岩石样品的精确分析基础上，用算术平均法求得地壳16km内的50种元素的平均含量。在1924年他们的数据公开发表以后，不少人也开始注意这一工作，随着分析仪器和方法的改进，以及地壳研究工作的不断加深，对克拉克的数据作了不少补充和修正。

为纪念克拉克的功绩，把某种元素在地壳中的平均含量称为该元素的“克拉克值”（clarke）。以该元素在地壳中的重量百分比来表示的，称为“重量克拉克值”，简称克拉克值。通常以g/t或%（$1g/t=10^{-4}\%$）为单位，简记为ppm。

表2—5列举了包括克拉克和华盛顿1924年发表的数据在内的几组有代表性的克拉克值（仅列举主要元素）。尽管各个研究者对地壳的认识不一致，对代表性样品的选择和统计方法也不相同，但其结果是很相似的。

从表2—4中可归纳得出以下认识：

1. 各种元素在地壳中的克拉克值相差悬殊；

2. 地壳中最多的元素为O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg等八种元素，它们占元素

表 2—4　地壳的主要元素的克拉克值

主要元素	克拉克和华盛顿 (1924)	费尔斯曼 (1933—1939)	哥尔德斯密特 (1937)	维诺格拉多夫 (1962)	黎　彤 (1976)
O	49.52	49.13	46.60	47.00	46.00
Si	25.75	26.00	27.72	29.50	29.00
Al	7.15	7.45	8.13	8.05	8.30
Fe	4.70	4.20	5.00	4.65	5.80
Ca	3.39	3.25	3.63	2.96	3.20
Na	2.64	2.40	2.83	2.50	2.30
Mg	1.94	2.35	2.09	1.87	2.80
K	2.43	2.35	2.59	2.50	1.70
⋮					
C	0.087	0.35	0.032	0.023	0.28
P	0.120	0.120	0.120	0.093	0.12
Cu	0.010	0.010	0.007	0.0047	0.0063
Pb	0.0002	0.00016	0.00016	0.00016	0.00012

转引自南京大学《地球化学》，1978

总量的97—99％以上；

3．地壳中常见的有用金属元素（如Cu、Pb、Zn等）与主要元素的含量相差几个数量级；

4．各种元素的克拉克值大致随其原子序数的增加而递减。

地壳中的元素除少数以自然元素状态产出外，大部分以化合物的形式出现，其中以氧的化物占多数，其中又以硅铝的氧化物分布最广，约占总量的76.6％，其次为Fe、Ca、Mg、Na、K的氧化物。但在不同的地壳类型中也有差异（表2—5）。

表 2—5　地壳主要化学成分估算值

元　素	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Pb	Sr	U	Th	Ni
陆　壳	60.2	0.6	15.2	2.5	3.8	3.1	5.5	3.0	2.9	95	340	3	10	50
洋　壳	48.8	1.4	17.0	2.0	6.6	7.0	11.9	2.7	0.2	4	170	0.2	0.5	100
地壳平均	60.3	0.8	16.3	2.5	4.2	3.2	5.3	3.7	2.3	70	310	1.4	4.8	35

据 K. C. Condie, 1982
（主要氧化物以重量百分比计，微量元素以ppm计）

由于地质作用使某些元素发生分散或富集，所以在一些地区，某些元素的含量可高于克拉克值，在另一些地区则可能低于克拉克值。某些有用元素若其含量远远高于克拉克值，并可被开采利用时就成为矿产。

二、矿　　物

矿物是在地壳中由化学元素组成的天然化合物。大多数矿物是由两种以上的元素组成的化合物；少数是由一种元素构成的单质矿物，如金刚石、石墨、自然硫等。矿物具有一

定的物理性质、化学特性和外部形态。

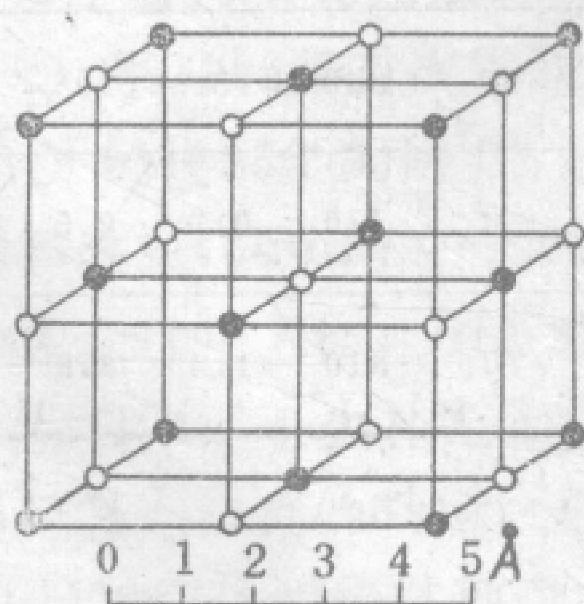
绝大多数矿物呈固态，但也有少数矿物可呈液态（如天然汞）。呈固态的矿物按其内部结构特点可分为结晶质与非晶质两类。结晶质（crystalline）矿物内部质点（原子、离子、分子）呈有规律的排列，如石盐内部的Na^+离子和Cl^-离子在任一方向上都是按一定间隔重复出现并组成网格状，这种网格称晶体格架（图2—6）。各种矿物的晶体格架各有特点。如果组成矿物的质点是不规则排列的则称为非晶质（amorphous）。大部分固体矿物是结晶质。

（一）矿物的形态

由于矿物具一定的化学成分和结晶构造，在适宜的条件下，可形成具一定外形的几何多面体，称为晶体（crystal）。完好晶体的自然表面称晶面（crystal face），它相当于结晶格架上质点较密集或联结力较强的网面。晶体的形态称为晶形（crystal form）。各种矿物都有其独特的晶形，它是鉴别矿物的重要依据之一。尽管矿物的晶形多种多样，但归纳起来，可分为三种类型：

一向延长型　　呈柱状或针状的晶形，如石英、辉锑矿、角闪石等；
二向延长型　　呈片状或板状的晶形，如石膏和云母等；
三向等长型　　呈粒状，如呈立方形的黄铁矿等。

矿物的晶体大小与生长环境有关，在适宜条件下某些晶体可生长成巨大的个体，例如曾发现巨大的白云母晶体，其晶面可达$7m^2$，但有些矿物的晶体极小，如高岭石的晶体仅为$10-n\times10\mu m$，需在电子显微镜下才能观察到。同一种岩石中不同矿物的结晶顺序也有先后，先结晶的矿物晶形较完好，后结晶的则受先结晶的矿物限制，常形成晶形不甚规则的“他形”晶。



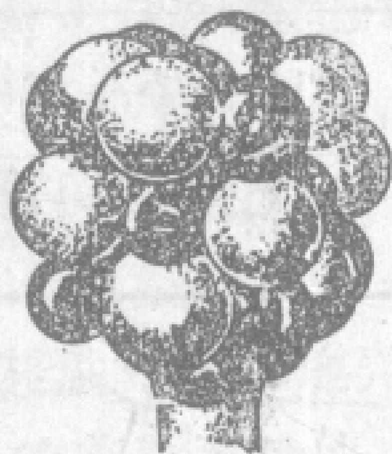


图 2—6　石盐（NaCl）的结晶构造

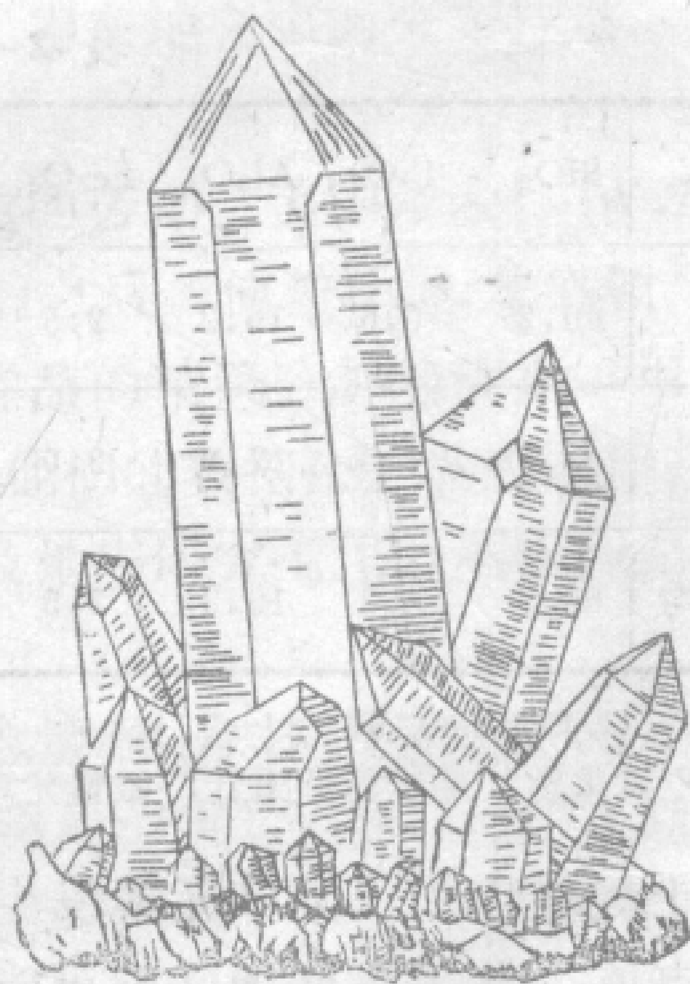


图 2—7　石英晶簇

自然界的矿物多以各种形式组合出现。当同种矿物两个晶体以一定对称规律连生在一起时，则形成双晶；若干个晶体在共同的基座上丛生在一起，称为晶簇（druse）；图2—7为石英的晶簇。

非晶质矿物多数是由胶体凝聚而成，多呈球状、豆状、肾状和钟乳状等形态。

（二）矿物的各种物理性质

各种矿物都有一定的物理性质，这是由其矿物组分的晶体结构特点所决定的。矿物的主要物理性质有光学性质、力学性质以及磁性、压电性等等，这些性质是肉眼鉴定矿物的主要依据。

1．矿物的光学性质　矿物的光学性质有颜色、条痕、光泽和透明度等。它是矿物对可见光的吸收、反射和透射等的程度不同所致，与矿物的化学成分和晶体结构密切相关。

透明度　透明度（transparency）是指光线透过矿物的程度，它与矿物吸收可见光的能力有关，并取决于晶体中的阳离子类型和键性，可分为透明、半透明和不透明三个等级。

光泽　光泽（luster）是矿物表面对可见光的反射、折射或吸收能力的反映。矿物的光泽与组成矿物的离子类型、原子量和键性有关，也与矿物表面的光滑度有关。按光泽的强弱分为玻璃光泽、金刚光泽、半金属光泽和金属光泽四个等级。通常由重金属元素组成的矿物，光泽强、透明度差。

颜色　颜色（color）是矿物对不同波长可见光吸收程度不同的反映。如对各种波长可见光不同程度的均匀吸收，则显出黑、灰等颜色；如矿物选择吸收某些波长的可见光，矿物则显示出各种不同的颜色。不透明的金属矿物颜色较固定；某些透明矿物常因混有不同杂质，或因其它原因而呈现不同的颜色。

条痕　条痕色（streak）是矿物粉末的颜色，通常是用矿物在毛瓷板上刻划来观察。透明矿物的粉末因可见光已全反射而呈白色或无色，不透明的金属矿物的条痕色比较固定，它代表了矿物的自身颜色，可作鉴定矿物的标志。

2．矿物的力学性质　矿物的力学性质包括解理、断口、硬度等，它是矿物受外力作用后的反映，与矿物的晶体构造等有关。

解理　解理（cleavage）是矿物受外力后沿晶体格架的一定方向裂开的现象。解理的光滑平面称解理面。矿物受外力后如只能形成凹凸不平的表面则称断口（fracture）。矿物解理的完善程度取决于晶体的内部构造。解理面一般平行于晶体格架中质点密度最大的面网。具层状格架的晶体常可沿平整的解理面分剥成薄片状（如云母）；晶体格架各向键力相近的晶体则易形成断口。一般可据解理是否发育、解理面的平整程度、解理的组数及其交角的特点等来鉴别矿物。

硬度　硬度（hardness）是矿物抵抗外来机械作用（如刻划、压入或研磨等）的能力。矿物的硬度与矿物内部质点的联结力有关，矿物中离子半径愈小，其结合力愈大，矿物的硬度也愈大。质点间化学键的类型常影响矿物的硬度，化合物为离子键，其硬度常较大，金属键的硬度较小，呈分子键的硬度最小。矿物含〔OH〕分子时其硬度会降低。测定矿物硬度的绝对值需用特殊装置。在鉴定矿物时常用相对硬度，一般用十种矿物作为标准，将要鉴定的矿物与其相互刻划来比较来确定。这十种矿物按其硬度从小到大依次为滑石、石膏、方解石、萤石、磷灰石、长石、石英、黄玉、刚玉、金刚石。并称之为十级摩氏硬度计。在野外鉴定矿物的硬度时通常是用小刀（硬度为5.25—5.5）和指甲（硬度为2—2.5）进行。也可以用其它已知硬度的矿物相互刻划来鉴定。

矿物除力学和光学性质外，还有其它物理特性。如各种矿物都有不同的比重，某些矿

物具有磁性（如磁铁矿等）、压电性（部分石英）、发光性等等，这些特性都可作为肉眼鉴定矿物的依据。有关矿物的详细鉴定方法及其主要标志详见实习教材。

（三）矿物的种类

自然界的矿物种类繁多，目前已知的矿物有三千余种，但目前已被人类利用的矿物仅200余种。按矿物的化学成分可分为六大类，即：自然元素、硫化物及其类似化合物、氧化物、氢氧化物、含氧盐和卤化物。其中以含氧盐中的硅酸盐矿物（斜长石、钾长石、辉石、角闪石、云母、橄榄石和粘土矿物等）及石英最多，约占矿物总量的91%，（表2—7）这些矿物是组成岩石的主要常见矿物，称为造岩矿物。其余矿物在地壳中的数量很少。有些矿物在相对富集时可供开采和利用，称有用矿物。

表 2—6 地壳中主要矿物分布量（占地壳体积%）

矿　物	分布量（%）	矿　物	分布量（%）	矿　物	分布量（%）
斜长石	39	角闪石	5	磁铁矿、钛铁矿	1.5
钾长石	12	云　母	5	方解石	1.5
石　英	12	粘土矿物	4.6	白云石	0.9
辉　石	11	橄榄石	3	其它矿物	4.9

（据 罗诺夫，1969）

自然元素矿物　自然元素矿物（native element mineral）在自然界呈元素单质状态产出。已知的自然元素矿物约50多种，包括金、银、铜、铂等金属元素矿物以及砷、锑、铋、碲、硒等半金属元素矿物和硫、碳等非金属元素矿物。此类矿物较稀少，其中较重要的矿物有自然金（Au）、自然铂（Pt）、自然银（Ag）、金刚石（C）和石墨（C）等。

硫化物矿物　硫化物（sulfide）矿物的阴离子主要是硫，其阳离子一般是亲铜元素和过渡元素，如Cu、Pb、Zn、Sn、Ag、Sb……等。已知的硫化物矿物约有三百余种，估计占地壳重量的0.25%。硫化物常富集形成有工业意义的矿床，是有色金属及部分稀有金属的主要矿物原料。常见的有黄铁矿（FeS_2）、黄铜矿（$CuFeS_2$）、方铅矿（PbS）、闪锌矿（ZnS）、辉锑矿（Sb_2S_3）、辰砂（HgS）等。硫化物矿物按其化合键类型可分为两类。一类是趋于金属键性质，如方铅矿、黄铜矿等。它们在物理性质上常表现为：不透明；具金属光泽和金属色；多数硫化物矿物具脆性；有的具完全解理；比重稍低；颜色与条痕常不一致；是电和热的良导体等。另一类是趋于共价键性质，如闪锌矿、辰砂等。其物理性质常表现为：半透明；金刚光泽；条痕色比颜色浅；硬度低；是电和热的不良导体。硫化物在地表或近地表易氧化而形成硫酸盐或碳酸盐类矿物。

氧化物和氢氧化物类矿物　氧化物（oxide）和氢氧化物（hydroxide）类矿物的阴离子为O^{2-}或$(OH)^-$；阳离子主要为亲氧元素Al、Si、Mg等和过渡元素Fe、Mn、Ti、V等，以及亲铜元素Cu、Zn、Sn等。已知此类矿物约有200余种。其中以石英（SiO_2）最多，约占地壳重量的12.6%；铁的氧化物约占3—4%。本类矿物是工业上黑色金属，轻金属及部分稀有、稀土元素的主要来源。常见的矿物有磁铁矿（Fe_3O_4）、赤铁矿（Fe_2O_3）、褐铁矿（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）、硬锰矿（$nMnO_2 \cdot mMnO_2 \cdot nH_2O$）、软锰矿（$MnO_2$）、钒钛磁铁矿

$(Fe、V、Ti)_3O_4$)、铬铁矿（$FeCr_2O_4$）、锡石（SnO_2）、石英（SiO_2）、刚玉（Al_2O_3）、铝土矿（$Al_2O_3 \cdot nH_2O$）等。Mg、Si、Al的氧化物矿物常呈浅色或无色，半透明至透明，以玻璃光泽为主；Fe、Mn、Cr的氧化物矿物颜色常较深，透明度差，光泽较强，可达半金属光泽。氢氧化物矿物多数呈细分散的胶态混合物。少数此类矿物的晶体呈板状、细小鳞片状或针状，其比重及硬度多数较低。

卤化物类矿物 卤化物（haloid）类矿物是卤族元素（F、Cl、Br、I）与K、Na、Ca、Mg等元素化合而成。其种类较少，在地壳物质组成中所占的地位较次要。常见矿物有石盐（NaCl）、钾盐（KCl）、光卤石（$MgCl \cdot KCl \cdot 6H_2O$）和萤石（$CaF_2$）等，它们都是工业上的重要矿物原料。

含氧盐类矿物 含氧盐类矿物包括碳酸盐、硫酸盐、钨酸盐、硅酸盐等盐类矿物，其种类繁多，仅硅酸盐类矿物就有800余种，其总量估计占地壳重量的80%。硅酸盐中以长石类矿物的总量最多，占地壳重量的59.5%。含铁、镁多的硅酸盐类矿物（角闪石、辉石、橄榄石等）约占16.8%。云母约占3.8%。含氧盐类矿物是组成岩石的主要矿物，部分金属元素和大部分非金属元素矿物原料来自此类矿物。

碳酸盐（carbonate）类矿物约有80余种，分布最广的矿物为方解石（$CaCO_3$）和白云石（$CaMg(CO_3)_2$），多数碳酸盐矿物为浅色，若含色素离子（Cu、Mn等）则显彩色，常具非金属光泽，硬度不大（<4.5）。

钨酸盐（wolframate）矿物的种类较少，常见为黑钨矿（$(Mn, Fe)WO_4$）及白钨矿（$CaWO_4$）。

磷酸盐（phosphate）类矿物是络阴离子$[PO_4]^{3-}$与Ca、Pb、Fe、Cu、Co、Ni等阳离子的化合物。一般呈浅色，玻璃光泽，硬度较大（>4），比重中等，常见的矿物为磷灰石（$Ca_5[PO_4]_3(F, OH)$）。

硫酸盐（sulfate）类矿物在自然界约260种，是非金属矿物原料的主要来源。硫酸盐矿物多为灰白色或无色，含Cu、Fe则呈现彩色，多数为玻璃光泽，透明至半透明，硬度中等，含水的矿物硬度较低。常见的硫酸盐矿物有石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）、重晶石（$BaSO_4$）等。

硅酸盐（silicate）类矿物种类最多，其结晶结构复杂，类型较多，但其晶格中每个硅离子均为四个氧离子所包围，构成硅氧四面体——$[SiO_4]^{4-}$，是所有硅酸盐矿物的基本构成单位。硅酸盐矿物一般为透明矿物，具玻璃—金刚光泽，其颜色则取决于阳离子的种类，含铁愈多则颜色愈深，含Cr、Ti、Mn、Ni等则使矿物显彩色，由Ca、Mg、Al等组分组成的硅酸盐矿物常为浅色或无色。硅酸盐矿物的解理发育程度及解理的方向均取决于晶体格架特点。常见的硅酸盐矿物有橄榄石（$(Mg, Fe)_2[SiO_4]$）、普通角闪石（$(Ca_2Na(Mg, Fe)_4(Al, Fe)[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$）、普通辉石（$(Ca, Na)(Mg^{2+}, Fe^{2+}, Al)[(Si, Al)_2O_6]$）、黑云母（$K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$）、白云母（$KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$）、钾长石（$K[AlSi_3O_8]$）、斜长石（$Na[AlSi_3O_8]-Ca[Al_2Si_2O_8]$）、高岭石（$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_4$）、绿泥石（$(Mg, Al, Fe)_{12}[(Si, Al)_8O_{30}](OH)_{18}$、石榴石（$(Ca, Mg)_3(Al, Fe)_2[SiO_4]_3$）等。

三、岩　石

岩石（rock）是由一种或多种矿物或岩屑组成的集合体，是地质作用的产物。

虽然地壳中的岩石种类很多，但组成岩石的主要矿物仅有20多种。岩石可以是由一种矿物组成的单矿物岩石，如大理岩主要由方解石组成；也可以由几种矿物组成称复矿物岩石，如花岗岩是由石英、正长石、黑云母等组成。在生产上能被利用的岩石称矿石(ore)，矿石的周围或夹于其中不能利用的岩石称为围岩（country rock）或脉石、矸石。随着科学技术和生产的发展，一些原来没有使用价值或因含量低而不能利用的金属、非金属矿物集合体，也可能逐步得到利用。因此，矿石的范围将随着科学技术和生产的发展而不断扩大。通常把矿石中某种有用元素或化合物的百分含量称为品位（grade）。

地壳上各种岩石形成的原因和过程是各不相同的，按照岩石的成因，通常把岩石分为岩浆岩、沉积岩、变质岩三大类。

岩浆岩 岩浆岩（magmatite）是熔融状态的岩浆（magma）冷凝而成的岩石。从火山喷发现象可知地下存在着岩浆，岩浆是在地下深处形成的具有高温、高压的熔融状态的硅酸盐物质。岩浆的主要成分是SiO_2，此外，还有其它元素、化合物和挥发份。岩浆沿着地壳的薄弱地带上升（侵入）或喷出地表，在这个过程中岩浆会逐渐冷却，造岩矿物依次结晶，最后凝固形成岩石，即为岩浆岩。根据岩浆冷却凝固成岩的环境，可以分为深成岩、浅成岩、喷出岩三类。深成岩（plutonic rock）是岩浆在地壳深处冷却而成的；浅成岩（hypabyssal rock）是岩浆在地壳表层（通常是0～3km或更浅处）冷凝而成；深成岩和浅成岩又合称为侵入岩（intrusive rock）。喷出岩（extrusive rock）是岩浆喷出地表冷却而成的，是火山作用的产物，也称火山岩（称火山岩时则包括因火山作用被破碎并堆积在火山附近的碎屑物形成的岩石）。

岩石因形成环境的不同，在岩石组构上也有差别。通常把岩石组构分为结构、构造两方面。结构（texture）是反映岩石中矿物颗粒本身的特点及颗粒之间的组构特点，如矿物颗粒的结晶程度、颗粒的粗细及均匀程度等。构造（structure）是指岩石中各种矿物颗粒在空间分布和排列方式的特点。深成岩因形成于地下深处，岩浆冷却速度慢（据研究有些大岩体冷凝成岩的时间可能要几万年乃至数百万年），围限压力大，挥发性组分逸散慢，结晶过程缓慢。因而，所有矿物大都粒粗大，矿物的晶粒直径大致相近，即多为全晶质等粒结构，矿物颗粒均匀分布，形成块状构造。喷出岩因岩浆溢出地表后，岩浆迅速冷却，水蒸气等挥发分大量逸走，只有部分矿物晶出，大部分岩浆并未结晶，而成为玻璃质，即使已结晶的矿物，其颗粒也很细小，所以喷出岩多为隐晶质结构、玻璃质结构或斑状结构（即部分已结晶、部分为玻璃质或隐晶质），常因气体的逸出而在岩石中留下空洞形成气孔构造。浅成岩的特点则介于两者之间。根据岩浆岩的结构和构造特征可以大致区分上述三类岩浆岩。

岩浆岩也可以按SiO_2的百分含量分为超基性岩（$SiO_2<45\%$）、基性岩（SiO_2 45—52%）、中性岩（SiO_2 52—66%）、酸性岩（$SiO_2>66\%$）几类。主要反映在其所含的矿物种类及其百分含量上，如超基性岩、基性岩中含铁镁的硅酸盐矿物较多（如橄榄石、辉石、角闪石等）；而中性、酸性岩则含铝硅酸盐矿物（正长石、斜长石等）较多；酸性岩含石英较多。现将各类岩浆岩的特征及名称简述于表2—7中。

此外，在火山喷发过程中，喷至高空中凝固的岩浆碎屑、团块，和火山口附近被炸碎的岩石碎屑，可形成火山碎屑岩。火山形成的碎屑岩经流水搬运再沉积形成的岩石，通常可认为是沉积岩。

表 2—7　岩浆岩分类简表

大类	化学成分 (SiO_2%)	矿物成分 ＼ 岩石种名 ＼ 构造 ＼ 结构 ＼ 产状	深成岩	喷出岩	浅成岩			
		构造	块状构造	具气孔、流纹构造	块状或气孔构造	块状构造		
		结构	全晶质中—粗粒结构	斑状、玻璃质隐晶质结构	细粒、斑状似斑状结构	细晶结构	伟晶结构	煌斑结构
超基性岩	＜45	橄榄石 辉石	橄榄岩 辉岩	金伯利岩 苦橄岩	苦橄玢岩	×	×	×
基性岩	45—52	斜长石 辉石 （角闪石）	辉长岩	玄武岩	辉长玢岩	细晶岩	伟晶岩	煌斑岩
中性岩	52—66	斜长石 角闪石 （黑云母、辉石）	闪长岩	安山岩	闪长玢岩			
		钾长石 角闪石 （辉石） （黑云母）	正长岩	粗面岩	正长斑岩			
酸性岩	＞66	钾长石 斜长石 石英 黑云母	花岗闪长岩 花岗岩	英安岩 流纹岩	花岗闪长斑岩 花岗斑岩			

沉积岩　沉积岩（sedimentary rock）是由各种外力地质作用形成的沉积物（碎屑物、化学和有机化学沉淀物、粘土等，通常还包括火山喷发物的坠落堆积物），在地表或近地表条件下，经过固结成岩作用而形成的岩石。按成因可以分为：碎屑岩、粘土岩、化学岩和生物化学岩、火山碎屑岩四大类。

碎屑岩按碎屑颗粒的大小可分为砾岩（砾石直径大于2mm）、砂岩（砂粒直径为0.05—2mm）、粉砂岩（砂粒直径为0.05—0.005mm）。火山碎屑岩也可按颗粒大小来划分，通常分为集块岩（砾径＞100mm）、火山角砾岩（砾径为2—100mm）、凝灰岩（＜2mm）。粘土岩按固结程度分为粘土、泥岩、页岩。化学岩和生物化学岩则按成分分为铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、磷灰岩、碳酸盐岩和可燃性有机岩等。

沉积岩最显著的特征是有层理构造（stratification）和层面构造。层理构造是指岩石因先后沉积下来的物质在颗粒大小、成分、颜色等方面的差异而显示出成层的现象。层与层之间的界面称层面（bedding plane）。层面上如保留有反映沉积时某些环境特征的痕迹，如波痕（ripple mark）、雨痕（raindrop imprints）、泥裂（mud crack）等，称为层面构造。各类主要沉积岩见表2—8。

变质岩　变质岩（metamorphic rock）是地壳中已形成的岩石（岩浆岩、沉积岩或变质岩）在高温、高压及化学活动性流体的作用下，使原来岩石的成分、结构、构造发生

表 2—8 沉积岩分类简表

分类	碎屑岩			火山碎屑岩			粘土岩	化学岩及生物化学岩
结构	碎屑结构			碎屑结构			泥质结构	生物结构或化学结构
	砾状结构 (>2mm)	砂状结构 (2—0.05mm)	粉砂状结构 (0.05—0.005mm)	粒径 >100mm	粒径 2—100mm	粒径 <2mm	粒径 <0.005mm	
岩石名称	砾岩	砂岩	粉砂岩	集块岩	火山角砾岩	凝炭岩	粘土 泥岩 页岩	铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、磷质岩、盐岩、碳酸盐岩（石灰岩、白云岩、生物灰岩）、可燃性有机岩（煤、石油）

改变再造所形成的岩石。由岩浆岩变质而成的变质岩称正变质岩；由沉积岩变质而成的称副变质岩。变质岩按变质作用的类型可分为接触热变质岩、气成水热变质岩、动力变质岩和区域变质岩四类。接触热变质岩的形成主要是受岩浆的高温影响；气成水热变质岩的形成主要是受岩浆的热水溶液的影响；动力变质岩的形成主要是受地壳运动的定向应力作用影响；区域变质岩则是在大面积范围内受岩浆活动、地壳运动的综合影响。在变质过程中，矿物可重新结晶而形成的结晶质结构，称为变晶结构（crystalloblastic）。变晶结构是变质岩的重要特点。变质岩的另一主要特点是多数变质岩具片理构造（schistosity）。片理构造的表现是片状矿物（如云母等）或柱状矿物（如角闪石等）按一定的平面（片理面）呈定向排列；沿片理面易劈成薄片；片理面多是平整的但也可以是波状弯曲的。片理的成因较复杂，它受压力条件、原岩层理等多种因素的控制。变质岩的主要代表见表2—9。

表 2—9 变质岩分类简表

分类	接触热变质岩	气成水热变质岩	动力变质岩	区域变质岩
岩石名称	石英岩、角岩、大理岩	矽卡岩、云英岩、蛇纹岩	碎裂岩、糜棱岩	石英岩、板岩、大理岩、千枚岩、片岩、片麻岩

三大类岩石构成了地壳或岩石圈。但它们在地壳中的分布是不均匀的。若按重量计算沉积岩仅占地壳重量的5%，变质岩占6%，岩浆岩占89%。由于岩浆岩多数是在地下深处由岩浆冷凝而成，故主要分布在地壳深处，沉积岩是在近地表或地表形成的，因此在地壳最外层呈厚薄不均的不连续分布（厚度自0～10000m）。变质岩则主要分布于地壳运动剧烈的地带或岩浆岩体的周围。从各类岩石在地表的分布面积来看，沉积岩占陆地面积的75%、变质岩和岩浆岩合计只占25%；至于洋底，就目前所知，除了部分地区有较薄的未固结的沉积物之外，大部分分布着形成时代较新的玄武岩。三大类岩石的产出状态（产状）也不相同，沉积岩多呈层状；岩浆岩多呈块体状、脉状；变质岩则介于两者之间，既有呈层状或似层状的，也有呈块体状的。

在地壳的演变过程中，各类岩石、矿物也处在演变之中，各类岩石在一定条件下是可以相互转化的。

第三章 地 质 年 代

第一节 地质年代的确定方法

根据科学测算，地球的年龄至少已有4.6×10^9a。在漫长的地质历史中，地壳经历了种种“地质事件”，诸如强烈的地壳运动、岩浆活动、海陆变迁、剥蚀和沉积作用等。地壳的发展和演变历史正是由这些地质事件构成的。因此，查明这些地质事件发生时代和先后顺序是十分重要的。

地质学表示时序的方法有两种，一种为相对地质年代（relative time）；另一种为同位素地质年龄（isotopic age）。相对地质年代主要是根据生物界的发展和演化（以化石为据）把整个地质历史划分为一些不同的历史阶段，借以展示岩石的新老关系。同位素地质年龄，则主要是利用岩石中某些放射性元素的蜕变规律，以年为单位来测算岩石形成的年龄。

第二节 相对地质年代

一、相对地质年代的确定

地质历史上各种地质事件的结果和影响，都可在地层和岩石中留下一定痕迹，因此，追索地层和岩石的各种特征及其空间关系，就可反演地壳的发展历史。地质学确定岩石新老顺序主要依据下述基本规律：

1．生物演化律 地质历史上的生物称为古生物，其遗体和遗迹可保存在沉积岩层中，它们一般被钙质、硅质等所充填或交代（石化），形成化石（fossil）。生物界的演化具有明显的不可逆性和阶段性。生物演化总的趋势是从简单到复杂，从低级到高级。以往出现过的生物类型，在以后的演化过程中绝不会重复出现。因此，随着地质历史的发展，每个历史阶段都有其特有的生物组合。生物界的演化历史也是生物不断适应生活环境的过程。地壳的发展演变具有阶段性和周期性，在地壳演变的激烈时期，往往伴有强烈的地壳运动和岩浆活动并引起自然环境的巨大变化；因而会促使生物界的面貌发生巨大的改变，有些生物属种绝灭，有些生物属种延续了下来，也有一些新的生物属种出现，从而显示出生物演化的阶段性[1]。在同一地质历史时期内（特别是在相对稳定时期），生物界会适应新的环境而迅速发展，并具有一定迁移能力，因而使生物界的总体面貌在大范围（甚至全球范围）内具有明显的一致性。这种现象可以帮助我们进行时代对比。因此，可以根据生物的演化阶段来划分地壳发展演化的历史阶段。

---

[1] 目前根据宇宙地质学（space geology）的研究，有人认为地球上大规模的生物绝灭，巨大的历史事件（如大冰期、地质旋迴等）都与天文灾变或称突变（如陨石的撞击，太阳黑子的巨大突变等）有关。

表 3—1 地质年代表

相对年代				同位素年龄 (Ma)	生物	
宙(宇)	代(界)	纪(系)	世(统)		植物	动物
显生宙(宇)	新生代(界) KZ	第四纪(系) Q	全新世(统) Qh 更新世(统) Qp	2±0.5	被子植物	哺乳动物
		第三纪(系) R：晚第三纪(系) N	上新世(统) N_2 中新世(统) N_1	25±2		
		第三纪(系) R：早第三纪(系) E	渐新世(统) E_3 始新世(统) E_2 古新世(统) E_1	67±3		
	中生代(界) Mz	白垩纪(系) K	晚(上)白垩世(统) K_2 早(下)白垩世(统) K_1	137±5	裸子植物	爬行动物(恐龙)
		侏罗纪(系) J	晚(上)侏罗世(统) J_3 中(中)侏罗世(统) J_2 早(下)侏罗世(统) J_1	195±5		
		三叠纪(系) T	晚(上)三叠世(统) T_3 中(中)三叠世(统) T_2 早(下)三叠世(统) T_1	230±10		
	古生代(界) PZ：晚(上)古生代(界) Pz_2	二叠纪(系) P	晚(上)二叠世(统) P_2 早(下)二叠世(统) P_1	285±10	孢子植物	古爬行动物
		石炭纪(系) C	晚(上)石炭世(统) C_3 中(中)石炭世(统) C_2 早(下)石炭世(统) C_1	350±10		两栖动物
		泥盆纪(系) D	晚(上)泥盆世(统) D_3 中(中)泥盆世(统) D_2 早(下)泥盆世(统) D_1	405±10		鱼
	古生代(界) PZ：早(下)古生代(界) Pz_1	志留纪(系) S	晚(上)志留世(统) S_3 中(中)志留世(统) S_2 早(下)志留世(统) S_1	440±10		
		奥陶纪(系) O	晚(上)奥陶世(统) O_3 中(中)奥陶世(统) O_2 早(下)奥陶世(统) O_1	500±15	藻类	无脊椎动物
		寒武纪(系) ∈	晚(上)寒武世(统) $∈_3$ 中(中)寒武世(统) $∈_2$ 早(下)寒武世(统) $∈_1$	575±15		
隐生宙(宇)	元古代(界) Pt	震旦纪(系) Z		800 2500	菌藻类	
	太古代(界) Ar			3800		
地球初期发展阶段				4600		

寒武纪以上同位素年龄根据国际地质年代学委员会1967年推荐

2．地层层序律　在地质历史中的每个地质年代都有相应的沉积岩层（部分地区还有喷出岩）形成，这种在一定地质年代内形成的层状岩石称为地层（stratum）。在一个地区内，如果没有发生巨大的构造变动，沉积岩层的原始产状会保留下来，它们大部分是水平或接近水平的状态，而且都是先形成的在下面，后形成的在上面。这种正常的地层叠置关系，称为地层层序律，即叠置律（superposition law）。因此，人们根据地层层序律便可将地层的先后顺序确定下来。但是一个地区在整个地质历史时期中不可能永远处于接受沉积的状态，在某一时期内该区地壳可能下降，接受沉积；在另一时期内地壳又可能上升，遭受剥蚀。因此，每个地区所保存的地层不可能是完整无缺的，有时缺失某些地质年代的地层；同时，强烈的地壳运动还可能使地层发生褶皱、断裂，甚至倒转。因此，为了建立地壳上完整的地层层序系统，十九世纪以来，地质学家和古生物学家，通过世界许多地区研究建立的地层层序的对比，特别是对其中所含的化石进行反复研究对比，比较精确地掌握了生物演化顺序，建立了完整的地层层序系统，从而制定了全世界统一的地质年代表（表3—1）。

3．地质体之间的切割律　上述生物演化律和地层层序律主要适用于确立沉积岩的新老顺序，它是建立相对地质年代的基础。但在无化石的岩系和变质岩中，这种方法将无能为力。地质历史上，地壳运动和岩浆活动的结果，往往可使不同岩层之间，岩层和侵入体之间，侵入体和侵入体之间发生相互穿插的切割关系。可以利用这种切割规律来确定地质事件的先后顺序，例如岩浆贯入到围岩中，并使其发生变质，显然，被岩体穿插的围岩时代较老，岩浆侵入体的形成时代较晚。

二、地质年代单位和地层单位

地质年代表由古至今把地质历史分为两个最大的阶段，即隐生宙和显生宙。隐生宙又称为前寒武纪（Pre—Cambrian），其特点是生物的遗迹不很明显，目前只发现了真核细胞、藻类、水母等低级生物。其早期阶段为太古代（Archaeozoic）。太古代形成的岩石广泛经历了变质作用和岩浆作用，绝大部分是深变质的岩石。隐生宙晚期阶段为元古代（Proterozoic），其岩层通常为浅变质岩，具有较明显的沉积特征。显生宙时期具有硬体的生物开始大量出现，地层中可发现有大量化石。显生宙分为古生代（Palaeozoic）、中生代（Mesozoic）和新生代（Cenozoic）三个阶段，每一个代均与生物界的某些“纲”或“目”的发育和演化具有一定的对应关系。每个代又可分为若干个纪，纪与纪之间的生物可在“目”和“科”的范围内有重大变化。每个纪一般分为早、中、晚三个世（但二叠纪、白垩纪、第三纪按早、晚二分），世与世之间的生物可在“科”和“属”的范围内有一定变化。最小的地质年代单位是“期”，期与期之间的生物只有属和种的区别。上述宙、代、纪、世、期是国际上统一规定的相对地质年代单位。这种划分虽具有一定的相对性，全球各地并不完全一致，但就全球的总体演化来讲，大体上是一致的。

代的名称反映了生物进化由原始到高级的发展，如“古生代”的含义就是“古老生物”的时代；中生代为“中期生物”的时代，新生代即“近代生物”的时代等。纪的名称大多数取自首先被研究地区的名字，如寒武纪（Cambrian）地层首先是在英格兰的威尔士研究并确定的，古代的威尔士叫Cambria，寒武纪则由此得名。奥陶纪（Ordovician）取自威尔士的一个民族Ordovices一词。志留纪（Silurian）取自威尔士原先一个不列颠部

落（志留族Silures）的名称。泥盆纪（Devonina）因标准地层出露于英格兰的泥盆郡（Devonshire）而得名。石炭纪（Carboniferous）则是因在泥盆纪地层之上有一套含煤地层而得名等等。表3—1中的震旦纪取自中国。因为我国的震旦纪地层非常发育，系统的研究工作最早，故以我国的古名"震旦"命名。

在地质历史上每个地质年代都有相应的地层形成，因此，地质年代单位和地层单位是对应的。其对应关系如下：

地质年代单位　　　地层单位

宙（eon）……………宇（eonothem）

　代（era）……………界（erathem）

　　纪（period）…………系（system）

　　世（epoch）…………统（series）

显生宙时期形成的地层称为显生宇；古生代时期形成的地层称为古生界；寒武纪时期形成的地层称为寒武系等等，依此类推。

有些地区，常因化石依据不足，或研究程度不够等原因，只能按地层层序及岩性特征并且结合构造运动特点划分地层单位，称为区域性地层单位，或岩石地层单位。按照级别大小可分为群、组、段。其中，"群"是最大的岩石地层单位，群与群之间常有明显的不整合面；"组"是指岩性较均一的或两种以上岩性的规律组合；"段"是最小的岩石地层单位，同一段内岩石往往具有相同特性。

三、地质历史上生物的发展和演化简介

地球上最原始的生物在隐生宙就已出现，就目前所知，世界上最古老的生物化石，是1973年在南非的前寒武纪片麻岩中发现的菌类化石，距今约有35亿年，至于非细胞的生命物质的出现，当然就更早了。从那时起，直到出现大量较高级的具硬壳动物化石的寒武纪，约经历了二十余亿年，在这个阶段形成的岩石里，只找到少数藻类、菌类化石，以及水母和蠕虫等活动的痕迹，此外，还有极少数的海绵骨针。这说明隐生宙时期生物的演化是缓慢的。

（一）早古生代生物的发展概况

早古生代生物主要生存于海洋中。种类繁多的海生无脊椎动物，是这一阶段的基本特征。最原始的脊椎动物已开始出现，但数量极少。陆生植物所占地位还不明显。

早古生代的浅海中，居住着底栖固着的四射珊瑚、海绵、苔藓虫、腕足类等无脊椎动物；在海底爬行及游泳的有各种形状的三叶虫和凶猛的软体动物鹦鹉螺类；随海漂移的有形体纤小的笔石。总之，当时，无脊椎动物呈现出欣欣向荣，一片繁荣的景象（图3—1）。

（二）晚古生代生物的发展概况

早古生代末期，发生了剧烈的地壳运动，地表的自然地理面貌发生显著改变，生物界也随之发生了重要变化。这时三叶虫、笔石、软体动物中的鹦鹉螺类，由于不能适应新的环境，因而数量大为减少；而某些适应新环境的四射珊瑚、腕足动物、䗴、苔藓动物，以及软体动物中的瓣鳃纲、腹足纲和棘皮动物等，则获得了显著的发展，组成了无脊椎动物为主的新时代。奥陶纪出现的鱼类在泥盆纪得到进一步发展形成了两栖动物，并在石炭纪达到极盛。两栖动物在石炭纪二叠纪之间进化为爬行动物，形成真正的陆生脊椎动物。三

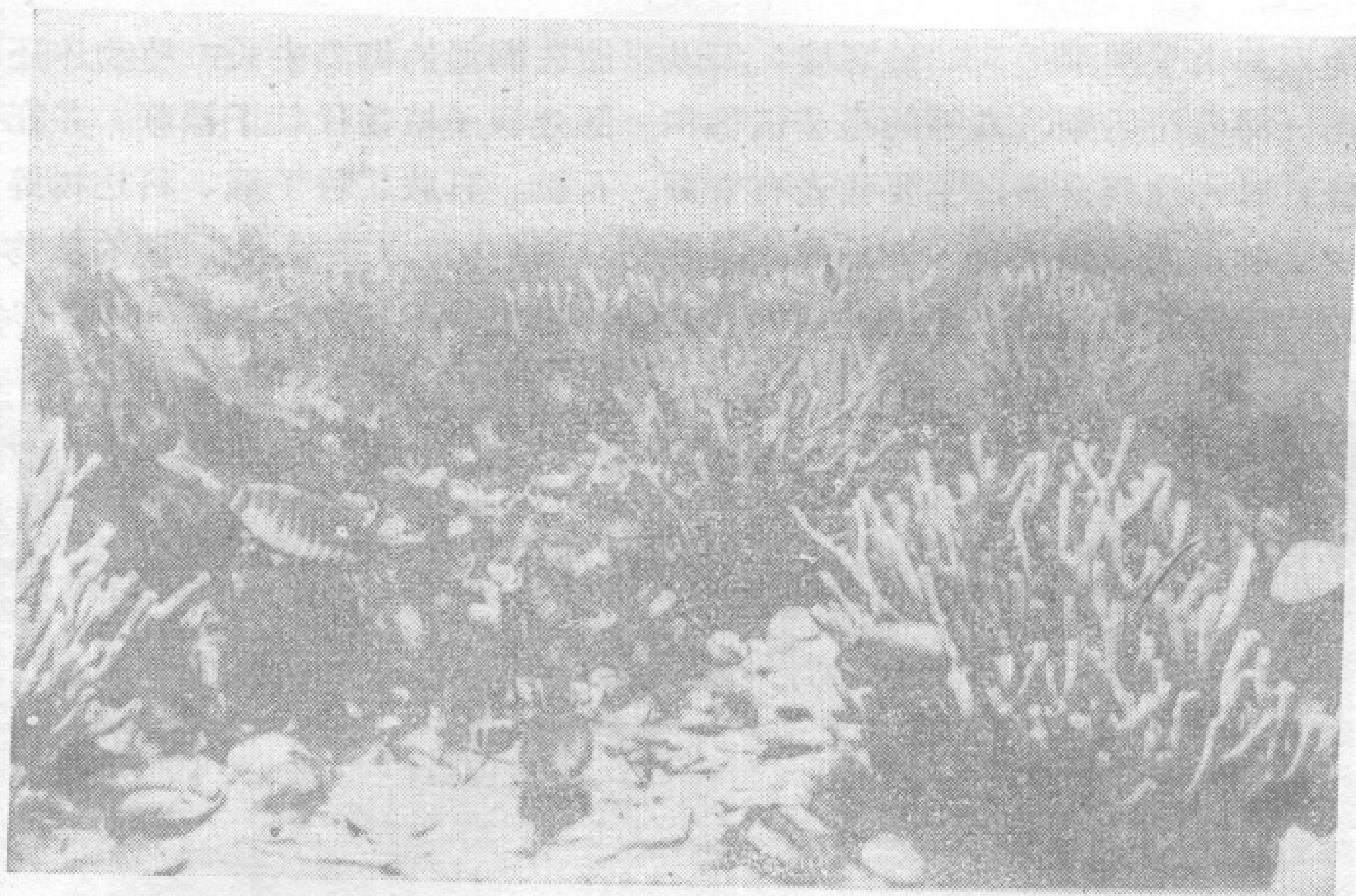


图 3—1 寒武纪海底生物景观
（据 芝加哥野外自然历史博物馆）
表示有海藻、风琴管海绵（古）、蠕虫和三叶虫等

叠纪的爬行动物已发展成完全定型的陆生动物，并在数量上较石炭纪多，分布也很广。二叠纪陆生动物的发展，为中生代爬行动物极为繁盛的局面奠定了基础，它们也是哺乳动物的祖先。二叠纪陆生脊椎动物进化发展的一个重要的特征是陆生脊椎动物开始逐渐成为地球上占统治地位的生物（图3—2）。

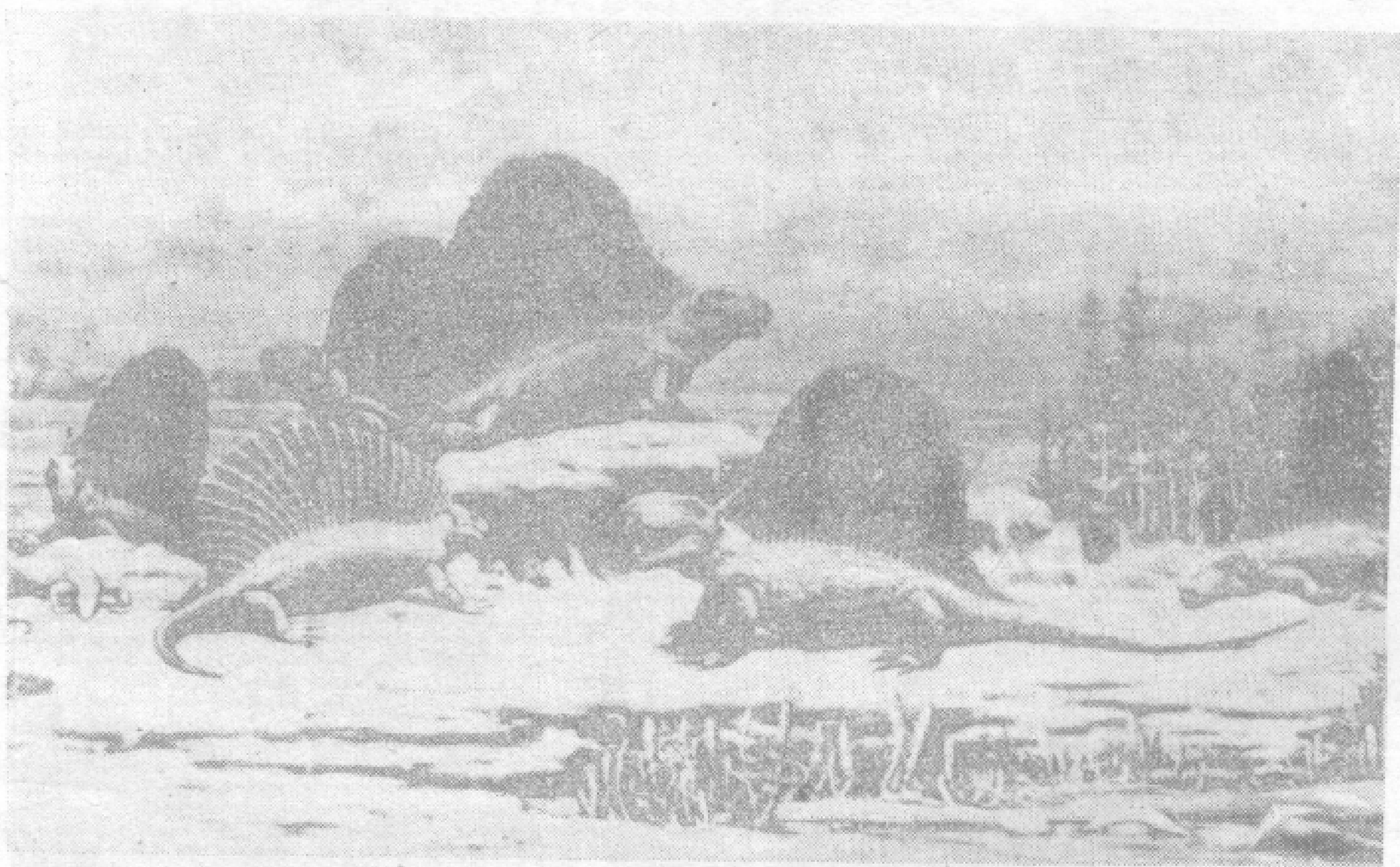


图 3—2 二叠纪爬行动物景观
（据 芝加哥野外自然历史博物馆）
图中有原始的蜥螈类（右），和背上具有帆状物的爬行动物（左），以及一些楔头状的两栖动物（右下）

早古生代末期的地壳运动，使陆地面积大为增长，因此，陆生植物群的发展，成为晚古生代生物界的又一显著特征。植物虽然发生在地史时期很早的阶段，但志留纪以前的植物都以海生菌藻植物为主。从志留纪后期开始，才真正出现了陆生植物，即裸蕨植物。泥

盆纪早期的裸蕨由于刚刚适应陆地环境，所以只能在潮湿的海滨生长，植物体还没有显著的形态分化。泥盆纪后期，高等的孢子植物和一部分裸子植物代替了裸蕨，并在中晚石炭世至早二叠世时，达到全盛，主要代表有节蕨、石松、真蕨、种子蕨、科达树等，它们开始形成高大森林，为成煤准备了良好的物质基础（图3—3）。二叠纪后期的植物群除真蕨外，大部分古生代植物群趋于衰退，取而代之的是中生代的植物群。



图 3—3　石炭纪森林景观

（据 芝加哥野外自然历史博物馆）

（三）中生代的生物发展概况

古生代末期地表的自然地理环境发生了巨大的变革。自然地理环境的剧烈变化，促使

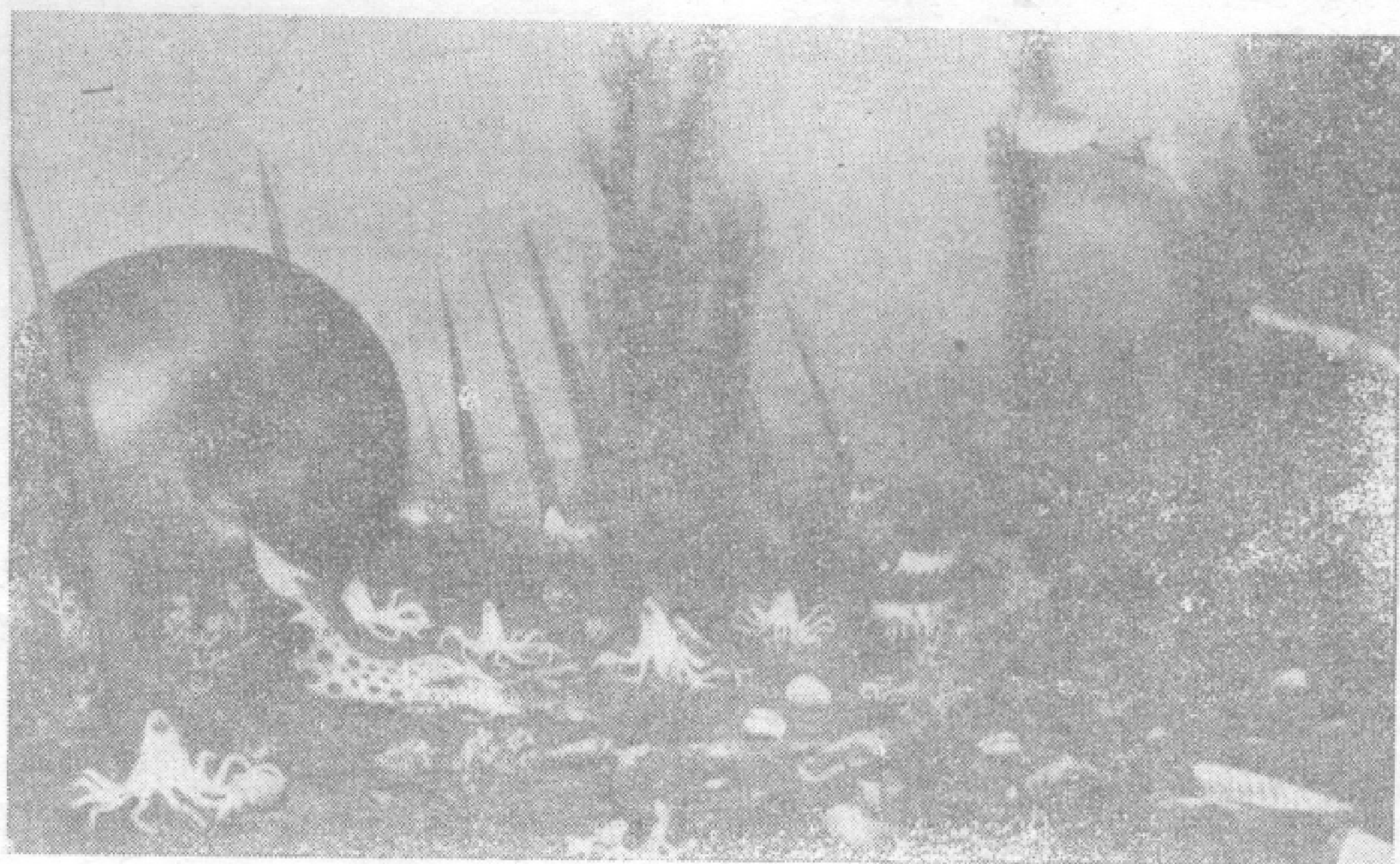


图 3—4　白垩纪海底生物景观

（据 斯密索里亚学院博物馆）

表示有海藻，各种类型的蛤和蜗牛，直壳和旋克菊石（左），以及笔挺的箭石（中）

生物演化进入新的历史阶段——中生代。概括来讲，它是爬行动物及软体动物中的菊石、箭石等空前发展的时期（图3—4）；是鸟类、哺乳类动物的形成时期；是裸子植物占统治的时代。

由于三叠纪时大陆环境差别极大、引起爬行动物沿着不同方向进化，形成三叠纪时由各种脊椎动物组成的动物群。爬行动物中的恐龙，从三叠纪开始，逐渐扩大自己的生活面积，占据对自己生活有利的所有地区。由于环境变异，逐渐形成多种种属，到侏罗纪时达到顶盛时期，有头小颈长，尾长，形体庞大（长达30m，体重60t）的草食的雷龙和梁龙；有身被骨板、草食的剑龙；有后肢着地，前肢捕捉食物，行走迅速，以肉食为主的霸王龙等；海洋中生活的有鱼龙，蛇颈龙；天空中飞翔的有翼龙类等等。它们统治着中生代的全部海洋、陆地及天空（图3—5）。

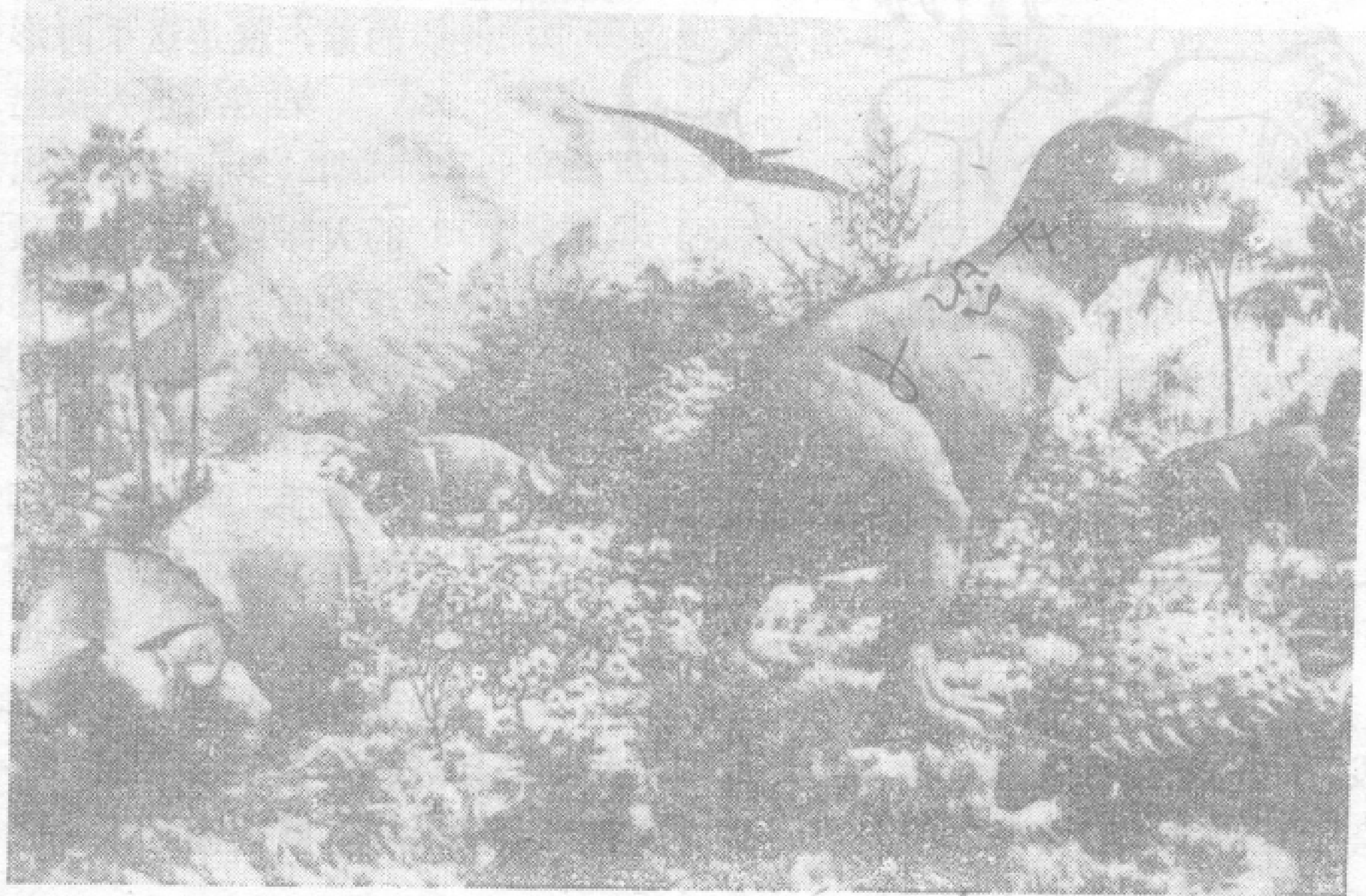


图 3—5　白垩纪恐龙景观

（据 耶鲁大学博物馆）

表示有三角龙（左）、霸王龙（中）、身上带刺的甲龙（右下）及空中正在飞翔的爬行动物——无齿翼龙

中生代的植物群更加繁盛，主要代表有真蕨、银杏、苏铁、松柏等裸子植物，被子植物群也开始大量出现，中生代末期已开始具有新生代植物群的面貌了。和晚古生代末的情况很相似，植物群的发展比动物的改变约早半个纪，这可能和植物的特有生态有关（如由自己制造食物，固着生活等）。

中生代末期，是地球历史中生物界极其巨大的变革和大量生物绝灭的时期。这种变革和绝灭是划分中生代和新生代历史的基本标志。中生代的海洋动物菊石及箭石在白垩纪末期全部绝灭。形体庞大的恐龙，在自然条件改变时，巨大的身躯成为发展演化的障碍，因此，在白垩纪后期显著减少，在中生代末和新生代初就绝灭了。鸟类及哺乳动物，由于本身对环境的变革有更高的适应性，因此，它们在中生代末期，逐渐取代了恐龙的位置。生物界以崭新的面貌进入了新生代。

（四）新生代的生物发展概况

中生代已开始出现的被子植物及哺乳动物构成了新生代主要的生物。灵长目的出现是新生代生物界中最主要的重大事件。

第三纪初期的哺乳动物，形体一般较小，随着发展逐渐变大，种类也逐渐增多。例如马的祖先在第三纪初期开始出现那时，其形体很小，象现代的羊那么大，脚趾很多，前四后三，它生活在低矮的丛林环境中，到第三纪末期，才逐渐适应开阔的草原生活。在马的发展过程中，一些不能适应新环境的种类被淘汰，能够适应的则逐渐发展，形体变大，前后肢都变成了一个脚趾，最后变成了现代的马（图3—6）。也有另一些哺乳动物，在第三纪发展到了最大形态，如海洋中的鲸鱼，陆地上的象，就是这个时形成的。

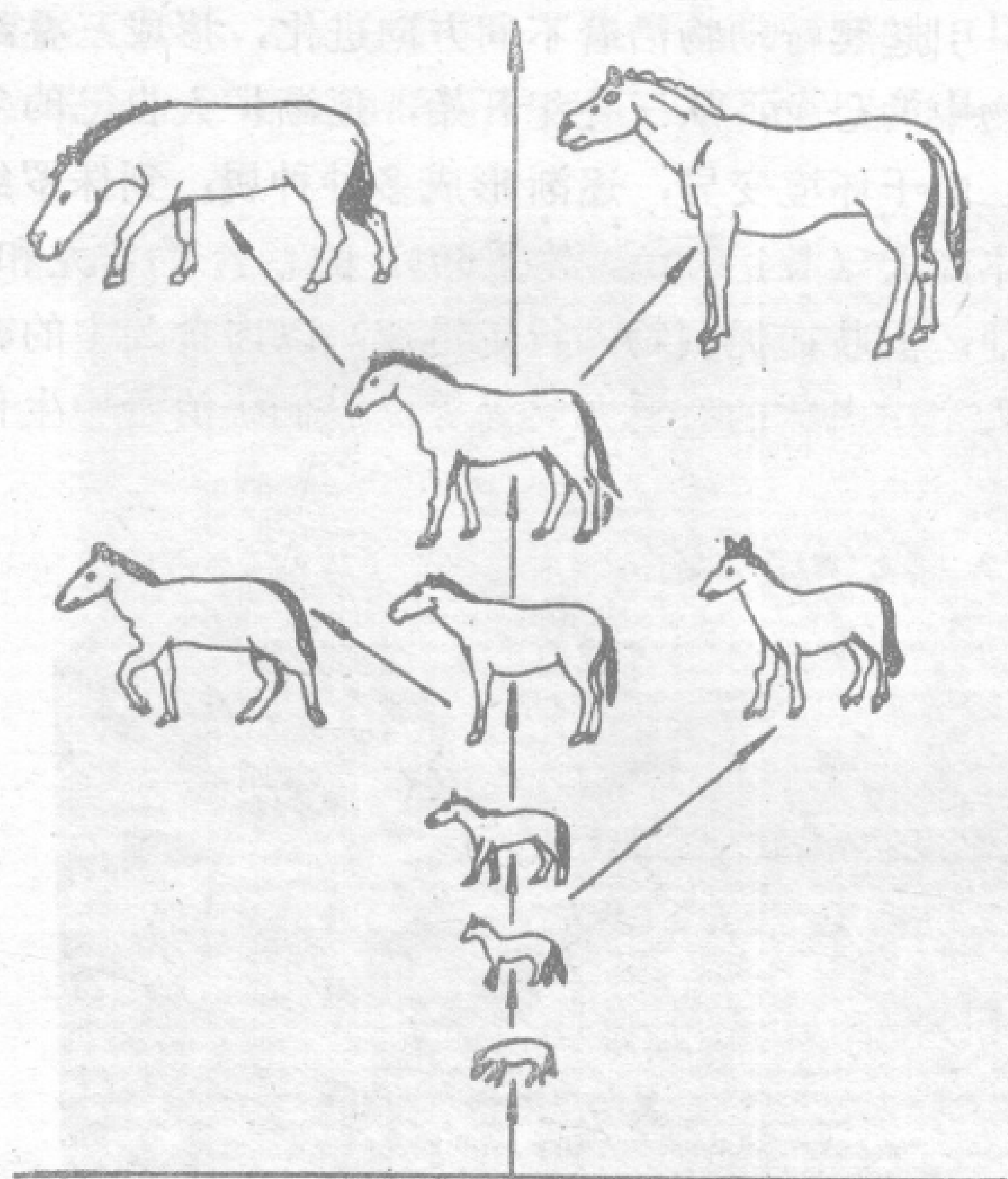


图 3—6　第三纪马的演化
（据В.Трофимов）

第四纪是人类出现和发展的时期。第四纪初期出现了世界性的大冰期，这时古猿从树上转移到地面生活，身体逐渐直立，并获得了用两足步行的能力。由于直立，前肢得以解放，变成了劳动的双手，并开始使用工具。由于使用工具，使脑得到了锻炼和发展。脑的发展又反过来促进了手的功能和直立行走能力的提高。周口店发现的北京猿人是原始的人类，他们在共同劳动过程中创造了石器，并且产生了人类的社会性及语言。随着劳动工具进一步的改善，劳动效率不断提高，人类生活也跟着改善，逐渐发展成为现代的人类。

第三节　同位素地质年代的概念

相对地质年代，只表示地质年代的先后顺序，它无法具体指明某一段地质历史时期所经历的时间长短，更不能确切判定过去改变地球面貌的地质作用速度和生物演化的速度。因此，地质学家总是尝试着在地质学中引入绝对年龄的计算方法，即以“年”为单位计算地质历史所经历的时间。

十九世纪末（1896年）放射性同位素被发现后，人们便开始利用某些放射性同位素（如铀、钍、钾）的蜕变规律，来测定岩石和矿物的年龄，这便是同位素年龄法。目前这种方法在地质科学中已被广泛应用。

放射性同位素有其共同的特性，即它们均可在自然界自动地放射出α（粒子）、β（电子），或γ（电磁辐射量子）射线，而蜕变成另一种新元素，并且各种放射性元素都有自己恒定的蜕变速度。元素的蜕变速度通常是用半衰期（$T^{\frac{1}{2}}$）表示的。所谓半衰期，是指母元素的原子数蜕变一半所需要的时间。比如：镭的半衰期为1622a，如果开始有10g镭，经过1622年后就只剩下5g；再经过1622年仅只有2.5g，……等等，依此类推。因此任何含

有放射性同位素的天然矿物和岩石，就好象天然的时钟一样，记录着它们自身形成的年龄。当知道了某一放射性元素的蜕变速度后，那么含有这一元素的矿物晶体，自形成以来所经历的时间，就可根据这种矿物晶体中所剩下的放射性元素（母元素）总量，和蜕变产物（子元素）总量的比例计算出来。其公式如下：

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(1+\frac{D}{P}\right)$$

式中λ为蜕变常数，表示在单位时间内（年等）有多少母元素的原子发生蜕变；D为蜕变产物（子元素）的原子数目；P为经t时间所剩下的母元素的原子数目。

显然，如果用质谱仪测定出矿物（或岩石）内某种放射性同位素蜕变产物（子元素）的含量D；及所剩下的放射性同位素（母元素）的含量P；又测定出该种放射性同位素的蜕变常数λ，便可代入上式计算出岩石矿物的绝对年龄来。该种矿物（或岩石）所在地层或岩体的年龄也就确定了。

常用于测定地质年代的放射性同位素见表3—2。

其中铀、钍、铷在岩石中一般含量很低（百万分之一数量级），测定技术要求较高；而钾-氩法用得最广，因为钾是常见元素，岩浆岩、变质岩中广泛存在的黑云母，角闪石等矿物都含有钾，可使测定难度降低。另外，C^{14}的半衰期太短，只有5692a，因此，只能用来测定第四纪地层和考古资料的年代。

表 3—2 用于测定地质年代的放射性同位素

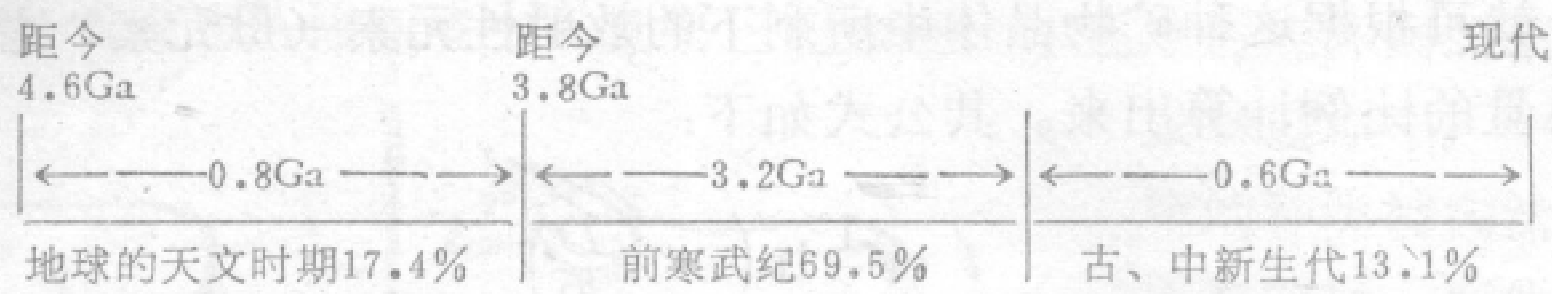
母同位素	子元素（蜕变产物）	半衰期$T_{\frac{1}{2}}$（10^9a）	蜕变常数λ（10^{-1}）
铀(U^{238})	铅(Pb^{206})	4.51	1.54
铀(U^{235})	铅(Pb^{207})	0.713	9.72
钍(Th^{232})	铅(Pb^{208})	13.9	0.499
铷(Rb^{87})	锶(Sr^{87})	47.0或50.0	0.17或0.139
钾(K^{40})	氩(Ar^{40})	1.47	0.472
碳(C^{14})	氮(N^{14})		

对大量已知相对年代的岩石进行同位素年龄测算后，已基本查明各相对地质年代的同位素年龄(表3—1)结果如下：太古代和元古代的年龄长达32亿年以上；古生代经历3.45亿年左右；中生代1.63亿年，新生代则只有六千七百万年左右。可以看出每个“代”时间的长短有很大差别；同样，每个“纪”的时间长短也不相等，其中以震旦纪时间最长，达2.5亿年，而第四纪最短，只有两百万年左右。

关于地球和地壳的年龄问题，只能根据同位素年龄测定的结果来推测，目前已知地球上最古老的岩石为格陵兰的片麻岩(3.6—4Ga)，非洲南部斯威士兰片麻岩(34.4Ga左右)，和刚果的微斜长石(3.52Ga左右)等等。这些数据和太古代到现在各地质年代时间的总和(3.8Ga)大体相当，它们代表了地壳的年龄，但只能是地球年龄的最低值，因为地壳是在地球形成之后逐渐演变而成的。至于地球的年龄，则应考虑天体物质(特别是太阳系)的统一性。据测定，陨石最老的年龄约4.5Ga，月岩最老年龄为4.6Ga。根据铅同位素比例的演化理论，综合陨石及地球铅的数据，估计地球的年龄大致为4.6Ga。各地质时期所占的

比例如下(表3—3):

表 3—3



用放射性同位素法所确定的地质年龄，由于要准确测定数量极微小的同位素总量是十分困难的，而且其误差常很大，对较小的地层单位（相当于几万年或几百万年），常不适用，但地质工作有时因工作需要仍会利用这样小的地质单位；同时，由于用这种方法测定的沉积岩中矿物所含同位素的蜕变时间，只能代表矿物形成的时间；因此，用化石来确定地层相对年代的方法，在长时间内仍然是主要的方法。不仅如此，根据生物演化建立起来的地质年代表，不只是简单的时间划分，而是地球历史的自然分期，地质年代的每个单位，都相当于地球上生命发展的一个特殊的历史阶段，反映了不同自然地理环境，不同的地质作用进程以及地质事件的不同性质等。因此划分自然阶段对于研究地球历史具有十分重要的意义，而同位素年龄则无法完成这个任务。所以，在研究地球历史时，两种方法必须同时采用。

第四章　地质作用概述

第一节　地质作用的一般概念

地球自形成以来，在漫长的地质年代中，其结构、构造、物质成分和表面形态都在不断地运动和变化着。

裸露在地表的岩石在风化作用下会变得松散和破碎，在各种地质营力的作用下会不断脱离基岩向坡下滚动；或被风、流水等搬运到适当地点再沉积下来形成新的沉积岩层。强烈的地震活动不仅给人们的生命财产造成巨大的损失，而且还会引起山崩地裂，改变地面的自然面貌。火山作用也会使地面形态发生变化。另外，地面还有一些缓慢的上升或下降，如北欧斯堪的那维亚半岛每百年可上升几厘米；喜马拉雅山也在上升；而我国东部沿海的某些地区却在缓慢地下降。也有些地方的地块在缓慢地发生水平位移。这些活动虽缓慢但经过漫长的年代，可使地球面貌发生巨大的变化。

地质学把自然界引起地壳的物质成分、结构、构造、及地表形态等发生不断改变和发展的各种作用称为地质作用（geological process），把引起这些变化的各种自然动力称为地质营力。

根据地质作用的动力来源可将地质作用分为外力地质作用（exogenic process）和内力地质作用（endogenic process）两大类。

外力地质作用主要是由地球以外的能源，如太阳能及宇宙空间能等引起的。其中，太阳的辐射能起着主要作用，它引起了大气圈、水圈、生物圈的物质循环运动，形成了风、流水、冰川等地质营力，从而产生了各种地质作用。外力地质作用主要发生在地表，它使地壳表层原有的矿物和岩石不断遭受破坏，又不断形成新的矿物和岩石；它还促使某些元素不断富集或分散，并形成可供开采和利用的矿产；同时也引起地表形态不断变化。

内力地质作用是由地球内部的能源引起的，主要的内能有地球的热能、重力能以及地球自转和转速变化的动能。内力地质作用可以促使岩石圈的某部分（板块）发生缓慢的水平位移及垂直方向的上升和下降，并可使其发生分裂和碰撞，还可导致发生地震活动、火山作用及各种构造变动等等。

第二节　外力地质作用

外力地质作用的主要能源是太阳能。太阳的辐射能到达地表会引起地面的温度变化；产生空气对流和大气环流；造成水的循环及各种水流、冰川等；并促进了生物的活动。由太阳能造成的这些自然现象是不断改造地表面貌的主要动力。

此外，日、月的引力，其它星体的作用及陨石的碰撞等也起着一定作用。

一、外力地质作用的类型

大陆和海洋是地球表面的两个基本地形单位，这两种区域的外力地质作用类型和方式有很大的不同。

海洋里的外力地质作用比较简单，它主要通过海浪、潮流、浊流及各种海流等方式进行。

大陆上的外力地质作用比较复杂，按照地质营力的方式和介质条件一般可分为风化作用、风的地质作用、地面流水的地质作用、地下水的地质作用、冰川的地质作用、湖泊的地质作用和块体运动等。这些地质营力的介质条件和运动方式不同，因而其作用的特点及其形成的产物也各不相同，许多地形形态和沉积物特征就是这些地质作用的结果。

二、外力地质作用的程序

外力地质作用一般是按照风化作用、剥蚀作用、搬运作用、沉积作用和硬结成岩作用这样程序（序列）进行的。但外力地质作用有时并不完全按上述程序进行，有时岩石未经风化，可直接被剥蚀搬运；有时沉积物未进行到硬结成岩作用即终止或重新遭受剥蚀。

1．风化和剥蚀作用

在地表环境下，由于气温、大气、水及生物等作用，使地壳的岩石或矿物在原地分解和破坏，这种地质作用称为风化作用（weathering）。按其产生原因和方式风化作用又可分为物理风化（机械破坏），化学风化和生物风化。

外动力地质作用的各种营力，风、地面流水、冰川，以及湖、海中波浪、各种水流和动力流等，在其运动过程中对地表岩石产生破坏作用，并把破碎或分解了的产物剥离原地的作用称为剥蚀作用（denudation）。剥蚀作用可分为机械的、化学的两种方式。

风化作用和剥蚀作用是各种外力对地壳岩石的破坏和改造作用，但它们是有区别的。风化作用是在原地发生的，它使岩石变得松软，或发生破碎但并未使其脱离原地。它往往是各种介质（大气、水、生物等）对岩石的综合破坏作用。剥蚀作用则是指某一种介质在一定的运动状态下对岩石的强力破坏和剥离原地的作用。例如河流或暂时性水流可将其剥蚀（侵蚀）下来的大小石块搬开或带走。

2．搬运作用　被各种动力破坏和剥蚀下来的物质可由风、流水、冰川、海流、海浪等营力作用从原地搬运至另一个地方去，这种自然现象称为搬运作用（transportation）。搬运作用和剥蚀作用密切相关，二者之间常是紧密相连的。搬运作用也可有机械的和化学的两种方式。

3．沉积作用　被各种介质搬运的物质，当其搬运介质的动能减小或介质的物理、化学条件发生改变（包括生物作用条件的变化），会在新的条件下堆积下来，这种现象称为沉积作用（sedimentation）。地表的许多场所都可以发生沉积作用，如山坡脚、河谷、盆地、湖泊和海洋等都是沉积物发育的地方，其中，海洋是最广阔和稳定的沉积场所。

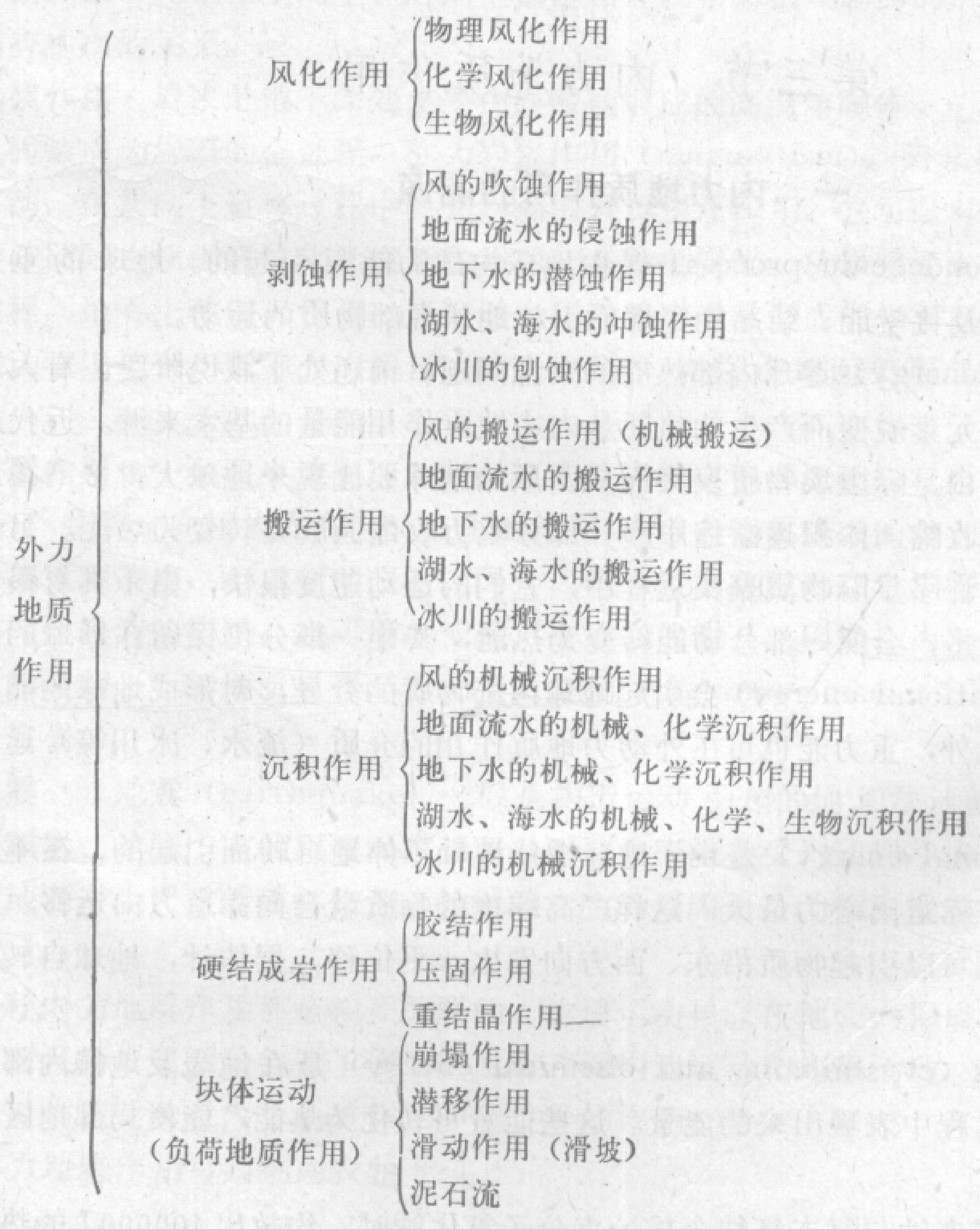
沉积作用按其进行方式也可分为机械的、化学的和生物的三种类型。机械沉积主要为泥、沙及砾石等碎屑物质；化学沉积作用发生在真溶液和胶体溶液中；生物沉积作用是通过生物的生命活动进行的，生物新陈代谢作用的产物及其遗体的堆积都属此类。

4．硬结成岩作用　通过各种沉积作用堆积下来的各种疏松沉积物，在压力作用下会

失去水分，其结构、构造也会发生变化，并可有新矿物生成，最后固结形成沉积岩。这一变化过程统称为硬结成岩作用（diagenesis）。硬结成岩作用一方面取决于沉积物的原始成分，另一方面取决于沉积物形成以后外界环境（温度、压力、水、生物等）的变化。上述因素是互相联系的，并且是经常变动的，在硬结成岩作用的不同阶段中各种因素所起的作用也不同，但是沉积物的原始成分及结构是一切因素中的主要因素。

整个外力地质作用实质上是一个相当复杂的过程，它们是相互联系，相互影响的。外力地质作用的序列也是交错进行的。例如在岩石遭受风化的同时，剥蚀作用就开始了；在剥蚀作用的同时，搬运作用也开始进行；沉积物在堆积下来以后，也可能再度遭受剥蚀和搬运等。

外力作用对地壳表层的改造过程，还受各种条件的控制，因而在地表不同地区具有不同特点，形成不同的产物。在这些条件中起主导作用的是气候及地形。外力作用的类型及组合首先与气候有关。潮湿气候区由于水量充足，化学风化及生物风化作用、河流的地质作用、湖泊及地下水的地质作用均十分发育。干旱气候区则以物理风化作用及风的地质作用为主。在冰冻气候区，占统治地位的是冰川的地质作用。即使是同一种地质营力，在不同的气候区所起的作用也有一定差异，例如湖泊的地质作用，在干旱气候区和潮湿气候区表现的特点就有所不同，其产物亦具有明显差异。



地形条件对外力地质作用的方式和强度具有影响，相对而言，大陆以剥蚀作用为主，而海洋则以沉积作用为主。同样是地面流水的地质作用，如果在山区，由于地形陡，地面流水的流速大，剥蚀作用就显得强烈，而在平原区因地面平缓则以沉积作用为主。高山地区以冰劈风化及冰川地质作用为主。如果因地壳运动等原因使地形条件发生改变，外力地质作用的方式也会随之而变化。

对地壳大陆部分的塑造往往是几种营力共同作用的结果。外力地质作用总是从破坏开始的，被破坏的岩石就成为搬运和沉积作用的物质来源。在破坏作用中，风化作用具有十分重要的意义。风化作用使岩石变得松散从而便于剥蚀作用的进行。风化作用的产物（机械的、化学的）是河流、湖泊、海洋、风、冰川等沉积物的原始来源。可以说，风化作用拉开了外力地质作用的序幕。

在外力地质作用中还有一种相当普遍的块体运动（mass movement），即斜坡地区地面上松散堆积物及基岩等，因受到重力作用，可发生位移和坠落等现象，这种现象常在其它外动力地质作用的触发下发生。块体运动按其运动方式可分为崩塌作用、潜移作用、滑动作用和泥石流等。

外力地质作用的方式可归纳列表如下：

第三节　内力地质作用

一、内力地质作用的能源

内力地质作用（endogenic process）是由地球内部的能源引起的。地球的重力能、热能、地球旋转能以及化学能、结晶能等都能引起地球内部物质的运动。

热能（thermal energy）地球内部热能的来源问题目前还处于假说阶段。有人认为聚集在上地幔中放射性元素蜕变而产生的热能是内力地质作用能量的基本来源。近代地球起源的理论认为地球是由星际尘埃物质聚集而成。原始地球要比现今地球大得多，在地球本身的重力作用下发生收缩，体积逐渐缩小，一部分重力收缩能就要转变为热能。另外，地球在形成初始时，在许多星际物质聚集过程中，它们的运动速度很快，由于具有很大动能的物质相互碰撞、冲击，会使一部分动能转变为热能，其中一部分仍保留在地球的内部。

重力能（gravitational energy）会引起地球内部物质的分异，对形成地球的圈层构造起着重要的作用。此外，重力能也可在外动力地质作用的介质（流水、冰川等）运动过程中表现出来。

旋转能（rotational energy）是由于地球围绕地轴不停地自转而引起的，在不同纬度地区的离心力不同，赤道离心力最大，这样，高纬度的物质就会向赤道方向运移。由于地球自西向东的自转也可以引起物质沿东、西方向发生水平位移。据估计，地球自转产生的旋转能有 1×10^{29}J。

结晶能和化学能（crystallizing and chemical energy）是在地壳及地幔内部化学成分的转变以及结晶过程中表现出来的能量。这些能量可转化为热能，能使局部地区温度升高。

据实验资料，固态钠与气态氯结合成一克分子氯化钠时，约放出400000J的热量。硬

石膏经水化作用后形成一克分子的石膏约释放2000J的热量等。这些作用产生的热都可引起局部地区地热异常。

二、内力地质作用的类型

内力地质作用包括构造运动、岩浆作用、地震作用、变质作用等。

构造运动　构造运动（tectonism）是由内力引起地壳或岩石圈物质的一种机械运动。这种运动表现有两种形式，即水平运动和升降（垂直）运动。水平运动是组成地壳的物质沿地球切线方向的运动。水平运动主要引起地壳的拉张（大洋中脊的扩张）、挤压（板块的消减、碰撞）、平移甚至旋转等，从而使岩层发生弯曲和断裂，地形上则形成山脉和盆地。

升降（垂直）运动是地壳物质在铅直方向的缓慢上升和下降运动，有些地方表现为升降运动的交替，所以又称为振荡运动。升降运动波及的范围大小、位置、幅度以及速度可以随时间而变化。升降运动可以引起海洋和陆地的变迁，地势高低的改变，岩体的垂直位移以及层状岩石中的大型平缓弯曲等。升降运动的速度在一定的时间内是人们难以察觉的。但因它进行的时间很长，积累的总量是十分巨大的。水平运动和垂直运动，两者不能截然分割开来，无论在空间上、时间上都是相互联系又相互制约的，只是在不同地区，不同时间有主次的关系。

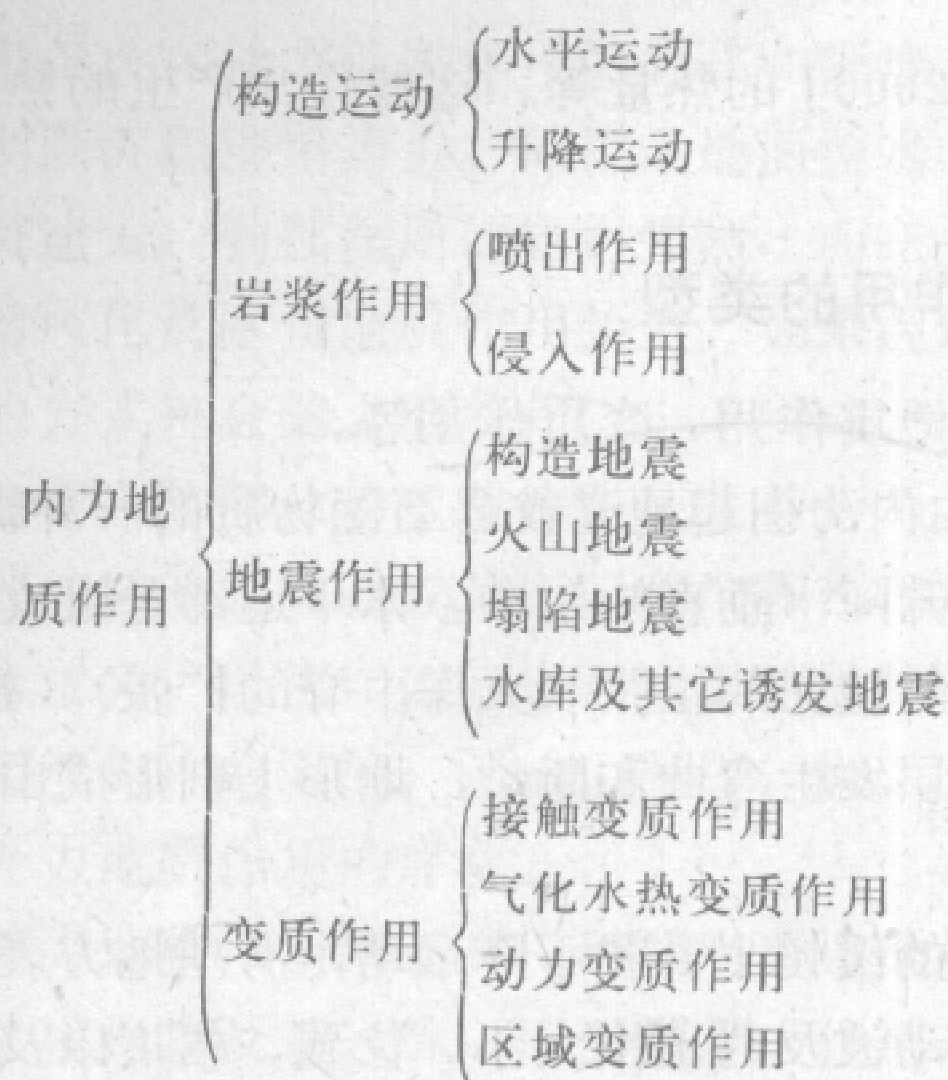
岩浆作用　岩浆是地下深处主要由硅酸盐组成的高温熔融体。岩浆从形成、运动直至冷凝、固结成为岩石的全过程，称为岩浆作用（magmatism）。岩浆按一定方式向地表薄弱处移动，在其向上运移过程中，它与周围岩石相互作用，它可以对围岩发生机械的冲击和挤压，同时也使围岩的化学成分和物理状态发生变化。从岩浆侵入围岩到冷凝形成岩的全过程，地质上称侵入作用；岩浆侵入到地下冷凝后形成的岩石，称侵入岩。如果岩浆向上运动喷出地表，则称火山作用（喷出作用）；岩浆在地面冷凝形成的岩石，称喷出岩。

变质作用　在发生地壳运动时，原来的岩石（包括沉积岩、岩浆岩或者是变质较轻的岩石），受到定向压力或高温、高压的作用，或者有物质成分的加入或带出都会使岩石的原始特征发生改变，形成新的岩石。另外，当岩浆运移时，在它周围的岩石因受到岩浆高温及其气化热液的影响，也可发生变化，形成新的岩石。因地球内部能源作用，使岩石产生变化形成新岩石的地质过程，称为变质作用（metamorphism）。变质作用形成的岩石叫做变质岩。

地震　地震（earthquake）一般是构造运动引起的地面快速颤动。当地内机械能在长期积累、达到一定的限度而突然释放时，地壳就会受到猛烈冲击，发生颤动。强烈地震会对地面产生严重的破坏作用。按地震产生的原因可分为构造地震、火山地震和陷落地震等。

各种内力地质作用都是相互关联的，构造运动可以在地壳内形成断裂，并引起地震的发生，而且为岩浆活动创造了移动的通道。而构造运动和岩浆活动，都可引起变质作用。总的来说构造运动在内力地质作用中起主导的作用。

内力地质作用可归纳列表如下：



内力地质作用和外力地质作用是相互联系的，内力地质作用形成了地表的高低起伏，决定了地壳表面的基本特征和内部构造，而外力地质作用则是破坏内力地质作用形成的地形和产物，总的是削平凸起的地势，而在低凹的地区进行沉积，形成新的沉积物，同时又进一步塑造了地表形态。在地质历史中，内力和外力地质作用都在不停地进行着，某个地区在一个阶段中内力地质作用可表现得很强烈，但在另一时期，外力地质作用却相对占了重要的地位，或者在内、外力地质作用中，某些类型的作用比较强烈。内、外力地质作用相互矛盾、制约地发展着，使得地壳不断地演变，随着这个进程，地表的形态、岩石矿物、地壳构造、矿产等也在不断地形成和改造。

第五章 风化作用

第一节 风化作用的概念

风化作用（weathering）是指在地表或接近地表环境下，由于气温变化，大气、水和水溶液的作用，以及生物的生命活动等因素的影响，使岩石在原地遭受分解和破坏的过程。风化作用使岩石、矿物在物理性状或化学组分上发生变化，使其强度降低或发生崩解，形成与原来岩石有差异的新的物质组合。

组成地壳的岩石多数是在地壳深处形成的，沉积岩的形成过程虽大部分在地表进行，但在成岩作用阶段也在一定深度经受过较高的压力和温度作用的影响。当这些岩石因地壳运动而暴露于地表，处于常温常压的条件时，岩石会因原有平衡条件的破坏，而在物理性状和化学（或矿物）成分上发生某些改变，以达到新的平衡。这就是产生风化作用的根本原因。

风化作用是地表最常见的一种外力地质作用，它是改造地壳表层形态和成分特征的重要地质过程。由于风化作用使岩石强度降低或发生崩解，为其它外力地质作用的进行创造了条件。不少矿产是由风化作用形成的，或其成因与风化作用有密切关系。例如风化淋滤作用会形成有价值的富铁矿。据目前已知资料其储量可达1248×10^8t，约占世界富铁矿储量的70%以上；此外，与风化作用有关的铝土矿和镍矿也很重要，它们分别占该矿种世界储量的85%和80%。

风化作用不仅发生在大陆上，而且也可发育在一定深度的海底。它们随着深度的逐渐增加而逐渐减弱。风化作用进行较强烈的地带称风化带（weathering zone）。风化作用可分为物理风化、化学风化和生物风化。通常岩石不会单纯遭受一种风化作用的影响，多数是几种风化作用方式同时进行，它们相互影响，造成对岩石的破坏。在实际工作中要严格区分它们的界限是困难的，但在不同的岩性、气候和地形条件下，各种风化作用在速度、强度上可有很大的差别。在某些特殊环境中，往往以某种风化作用为主要因素，成为使岩石破坏的主导作用。

第二节 物理风化作用

物理风化作用（physical weathering）主要是在温度变化等因素的影响下，岩石在原地发生的机械破坏作用。它使岩石裂开或崩解，形成大小不等的碎块，但其成分却未发生显著的变化。

一、物理风化作用的方式

常见的物理风化作用方式有温差风化、冰劈作用、盐类结晶作用和潮解作用以及粘土

质岩石因干湿变化产生龟裂等。

（一）温差风化

温差风化或称热力风化（thermal weathering）由于岩石表层温度发生周期性的变化而使岩石崩解的过程。现将其原因及过程分析如下：

岩石的导热性较差，热传递速度较慢。在白天，阳光照射时，岩石表面温度升高，体积膨胀，但其内部却因其传热较慢而膨胀较慢，因而会造成岩石表层和内部之间产生一些细微破裂；在夜间，岩石表面因散热较快冷却缩小也较快，而内部仍保存着外部传来的部分热量，还保持膨胀状态，因而会造成垂直岩石表面的一些细微的张裂。久而久之，微裂隙会逐渐扩大，最后造成岩石表层的"层状剥落"现象。这种作用的持续发展会使岩石崩解。温差风化在其它风化作用的配合下，可使岩石逐渐形成外凸的弧形，故有球形风化之称（图5—6）。

多数岩石是由一种以上的矿物组成的。由于各种矿物受热的膨胀系数有差别（如石英为 31×10^{-6}、普通角闪石为 28.4×10^{-6}、正长石为 17×10^{-6} 等），当岩石受热，其内部各部分膨胀程度也不一致，因而会造成岩石内部的微裂隙。这种作用持续进行，也会使岩石中部分矿物脱落或使岩块崩解。另外，岩石和矿物的颜色，岩石的结构等特点，也会引起其受热后的不均匀胀缩，而促使岩石崩解。

显然，气温变化的幅度和速度对温差风化强度的影响是很重要的。温差风化最强烈的地区是干旱气候区，如我国塔克拉玛干沙漠，其夏季白日温度可达47℃，夜间气温可降至－3℃，昼夜温差达50℃，岩石表面的温差更大。加上这些地区的降雨多表现为暴雨，暴雨可使岩石表面骤然降温，更加剧了温差风化的强度。

（二）冰劈作用

充填在岩石裂隙中的水分，因结冰膨胀而产生的压力，使岩石裂隙扩大或发生崩解，这种作用称冰劈作用（frost wedging）（图 5—1）。它主要发生在高寒地带和高山地区的雪线附近。实验证明，当水结冰时体积扩大9.2%，可产生960—6000 kg/cm² 的压力（据 H. Blatt，1972）。这种力量足以使岩石破裂或崩解。高寒地带的温差变化，使渗入裂隙中的水经历着结冰与融化反复交替的过程。裂隙中水结冰使岩石被撑裂，或使裂隙扩大以至使岩石崩碎。这种作用常会造成规模颇大的山崩现象。

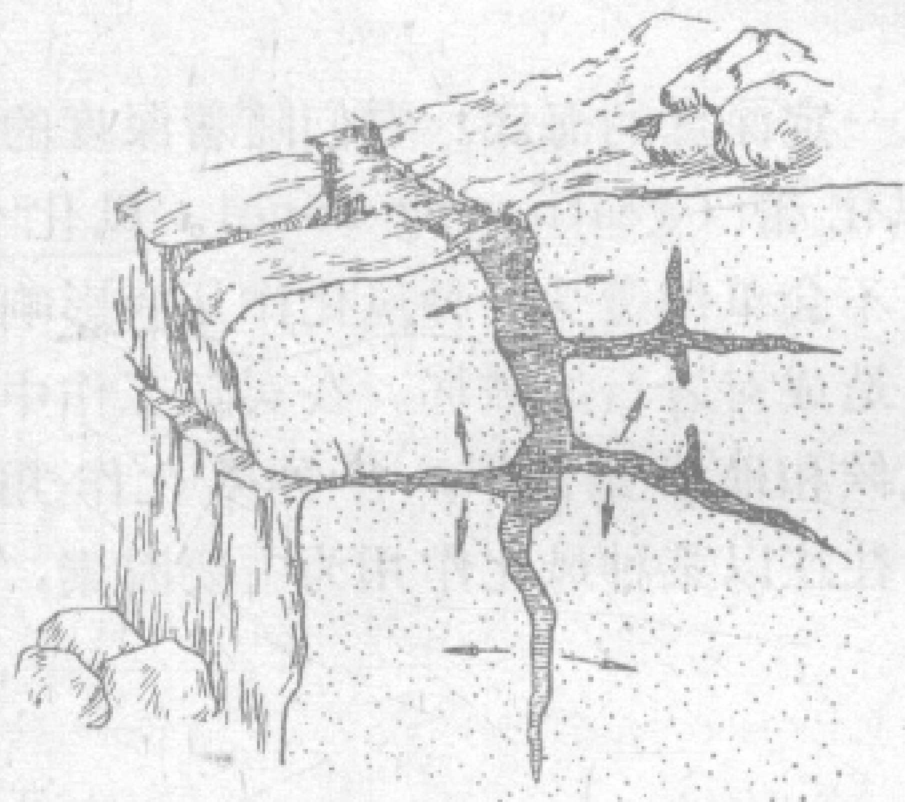


图 5—1　冰劈作用
（据 W.K.汉布林）

（三）盐类结晶和潮解的作用

这种作用多发生在干旱和半干旱地带。充填在岩石孔隙或裂隙中含盐分的溶液，如因水分的蒸发减少或增加的变化，会使盐类反复结晶或溶解，这一过程也会造成岩石的破裂。当盐类结晶时，体积会膨胀并对裂隙两壁产生一定的压力，如明矾结晶后体积增大0.5%，并可对裂隙两壁产生40kg/cm² 的压力。这种压力会促使岩石裂隙扩大和发生崩解

现象。这种现象在我国华北、西北等地是较为常见的。例如，在某些建筑物的基部就常见被这种作用破坏（俗称“碱掉”）的现象。这是由于含盐分的地下水沿毛细管上升并渗至建筑材料的孔隙和裂隙内，由于水分不断蒸发，盐类不断晶出的结果。

（四）粘土质岩石因干湿变化产生的胀缩现象

这种风化现象多发生于亚热带和温带地区。在那里，夏季多雨，气温高，蒸发量大。有些粘土质岩石在雨后易浸湿，天晴时又因蒸发量大而迅速变干，干湿的交替会使这些粘土质岩石的表层胀缩不一致，从而产生龟裂以至崩解。在江西南部曾观察到一块直径20—40cm的紫色页岩，仅仅经过三个月（其中有雨天60余天），就全部崩解为直径0.15—2.00cm的碎块，其中直径小于0.40cm的碎块约占65%。

（五）层裂

某些块状岩石（如花岗岩等）易产生层状剥落现象（或称层裂、层状节理化、席理）。这种现象通常认为除与温差风化有关外，还与“卸载”（unloading）有关。卸载是指地壳深处的岩石，当上覆岩石逐渐被剥蚀，甚至裸露在地表时，岩石因失去了负载（压力）而“膨胀”，从而形成平行于岩石露头表面的破裂面或垂直于表面的不规则裂缝而促使岩石崩解。这种崩解与其它风化作用联合的结果，便可造成了突出地表的剥落丘（图5—2）。

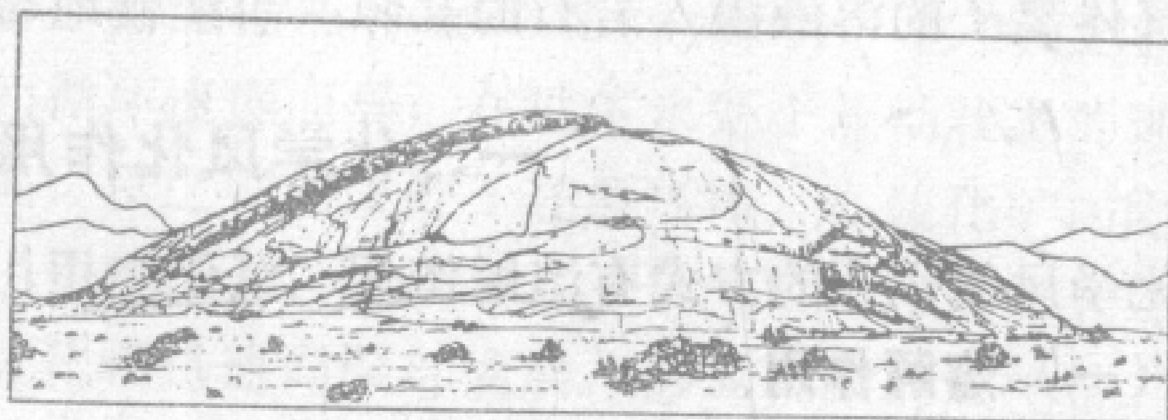


图 5—2　层状剥落形成的剥落丘

（据 W.K.汉布林）

二、物理风化作用的产物

物理风化作用的结果是使岩石崩解成岩块和岩屑。在缓坡地带崩解的岩块和岩屑撒落在基岩的表面和周围。在较陡的山坡上，岩块受重力的影响沿山坡滚动或坠落，并在坡麓堆积。这种堆积物常具有大小砾块混杂，棱角显著，没有层理等特点。碎屑物的成分与山坡上的基岩基本一致，并常在坡下堆积成上尖下宽的锥状体，称倒石堆(talus)（图5—3)。倒石堆上部的岩块较细，下部的岩块较粗大（或比重较大）。倒石堆在形成过程中会缓慢地移动，直至达到自然稳定角（即坡角近30°）时才会停止。

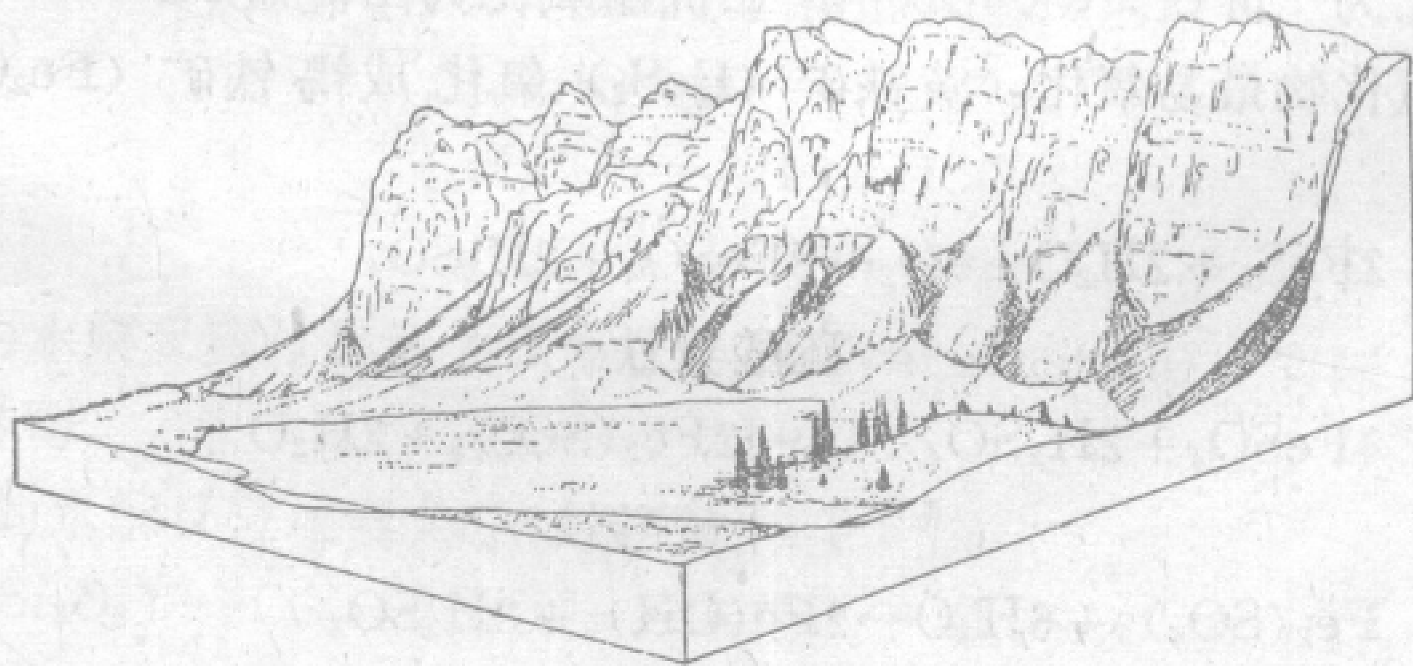


图 5—3　倒石堆

沿山坡滚落的岩块和岩屑会给各种工程设施带来危害。找矿时若在其中发现某种有用矿物的碎块，则应沿山坡向上追索，才可以找到原生矿产。

第三节　化学风化作用

在化学风化作用过程中，水起着重要的作用。自然界不存在纯水，在大气降水中溶解了或多或少的气体（如O_2、CO_2等）以及其它可溶性物质，使雨水成为酸性或碱性的复杂溶液。岩石和土壤孔隙中的地下水溶解了丰富的气体和矿物质。经测定，雨水和土壤水中CO_2的含量常可达2.14%或更多，若在有机体的作用下，地下水中的CO_2甚至可达10%。CO_2溶于水中就成为碳酸（H_2CO_3）。同时，天然水中还有相当数量的O_2及铵盐等。溶解了上述气体离子的溶液渗入岩石的孔隙，可缓慢地与岩石发生反应。

一、化学风化作用的方式

化学风化作用的方式有溶解作用、氧化作用、水化作用、水解作用和碳酸化作用。

（一）溶解作用

水是一种天然溶剂，水分子具偶极性，能与固体物质的极性型或离子型分子相互吸引，而使其溶于水。大多数矿物都是离子键型化合物，因此当其与水接触时都会不同程度地被溶解。决定矿物溶解度的因素是矿物中各元素的特性（如离子半径、化合键、电价等）以及溶液的温度和成分。通常随溶液的温度升高，矿物的溶解度会增加。

在通常情况下，卤化物和硫酸盐矿物最易溶于水；碳酸盐矿物在纯水中较难溶，当水中含CO_2时，呈弱酸化（$H_2O+CO_2 \rightleftharpoons HCO_3^-+H^+$），碳酸盐矿物变得易溶；硅酸盐矿物如长石和白云母等最难溶，但在较高的温度和一定压力下，经过较长时间与水接触，也可部分溶于水。岩石中部分矿物被溶解，便使岩石分解和破坏。

（二）氧化作用

氧化作用是矿物与大气或水中游离氧化合成氧化物的反应过程。大气中含氧量为21%，溶于水中的游离氧的含量常超过溶解气体的30%，如水温增高其含量还会增加（0℃时为33.88%，20℃时为34.17%）。由于天然水中普遍含氧，所以氧化作用也是地壳表层最普遍的化学风化方式之一。

变价元素在地下缺氧情况下多形成低价矿物，但在地表条件下则易氧化形成高价矿物。如二价铁氧化为三价铁$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$；二价锰氧化为四价锰$Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$等。通常，硫化物和低价铁的氧化物最易氧化。黄铁矿（FeS_2）氧化成褐铁矿（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）就是一个典型实例：



$$2FeS_2+2H_2O+7O_2 \rightarrow 2FeSO_4+2H_2SO_4$$

硫酸亚铁



$$4FeSO_4+2H_2SO_4+O_2 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3+2H_2O$$

硫酸铁



$$Fe_2(SO_4)_3+6H_2O \rightarrow 2Fe(OH)_3+3H_2SO_4$$

褐铁矿

在反应过程中，黄铁矿与含游离氧的水作用生成硫酸亚铁；硫酸亚铁并不稳定，进一

步氧化形成硫酸铁；最后硫酸铁再进一步水解而成褐铁矿。

褐铁矿在地表条件下相当稳定，常在原地凝集沉淀。由黄铁矿转变为褐铁矿时体积可缩小13％，因而使岩石变成多孔状，比重也减小了。反应过程中所形成的硫酸对围岩起着腐蚀作用，促进了风化作用的进行。

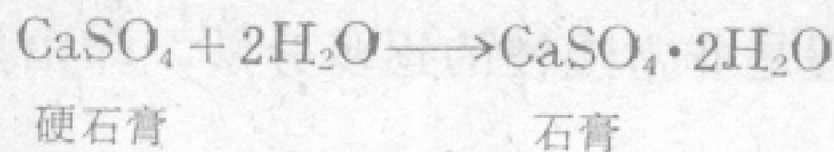
在其它由硫化物组成的矿床中，类似的反应也很常见。在表层硫化物氧化后可形成褐铁矿和其它次生矿物，常呈红色，俗称“铁帽”(gossan)。这是寻找硫化矿床的重要标志之一。据铁帽中次生矿物的种类、氧化后形成的孔洞形状、大小可初步推测原生矿床的种类和品位。

铁镁硅酸盐矿物（如普通角闪石、橄榄石等）常含有低价铁，氧化后在岩石表面形成红褐色薄膜，沉积岩中含铁质矿物同样也会因氧化作用染成褐色或赭红色。

地壳表层氧化作用所能达到的地带，称氧化带（oxidation zone）。它的深度随各地的岩石性质、裂隙发育程度和地下水的循环速度而异；在地下水处于流动状态的地带，其氧化作用随水的流速而异，流动快则强，反之则弱或处于还原环境。在硫化矿床附近，由氧化作用所造成的酸性环境对风化作用影响极大。特别是在干旱气候带和岩石裂隙不甚发育的地区，因硫酸常保持较高浓度，氧化带迅速向深部发展，形成较深的氧化带。

（三）水化作用

水化作用是指水按一定比例加入到矿物晶格中去的作用。水以 nH_2O 的形式进入矿物晶格中成为结晶水，从而形成新的含水矿物。结晶水只有在高温下才能再分离出来。常见的水化作用例子是硬石膏变为石膏：



$$CaSO_4 + 2H_2O \longrightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

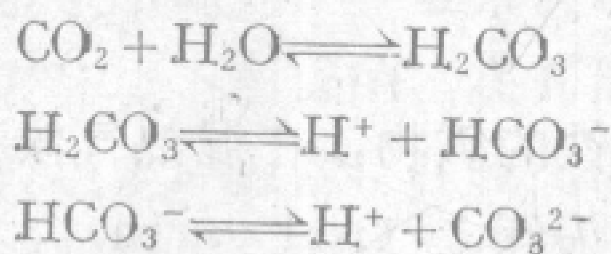
硬石膏　　　　　　石膏

在硬石膏变成石膏的过程中，矿物由坚硬变为松软，同时体积也显著增大。矿物发生水化作用体积增大时可对围岩产生压力，促使其发生破裂。

（四）水解作用

水解作用是指天然水中已离解的H^+和OH^-离子，与矿物在水中离解的离子相互置换的反应。对多数矿物来说，是水中的H^+离子置换了矿物中的碱金属离子（K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}等）的过程。自然界广泛存在的硅酸盐矿物主要通过此方式被破坏。

水的解离强度与水温及 CO_2的含量有关，它控制着矿物的水解作用速度。例如水温由10℃增至50℃时，水的解离强度增加四倍。水中的CO_2 可与水结合形成碳酸，碳酸可部分解离，使溶液中的H^+离子增加，从而加强了矿物的水解作用。



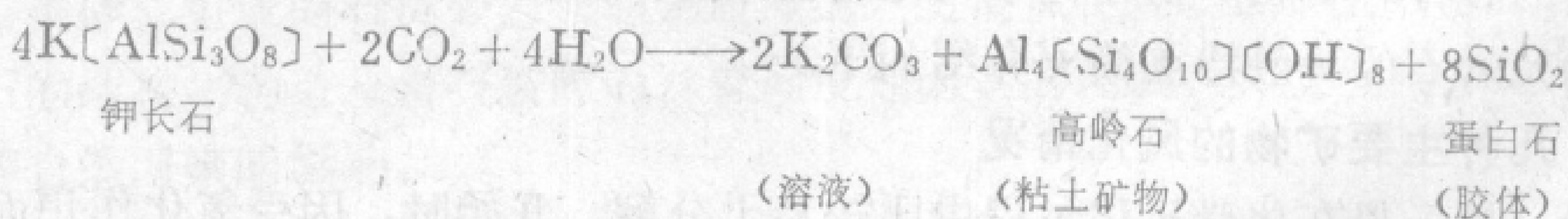
$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3$$

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$$

$$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{2-}$$

有CO_2参与的水解反应过程称为碳酸化作用（carbonation）。实际上，自然界的水解作用都有CO_2的参与。

现以钾长石的水解反应过程为例，说明如下：

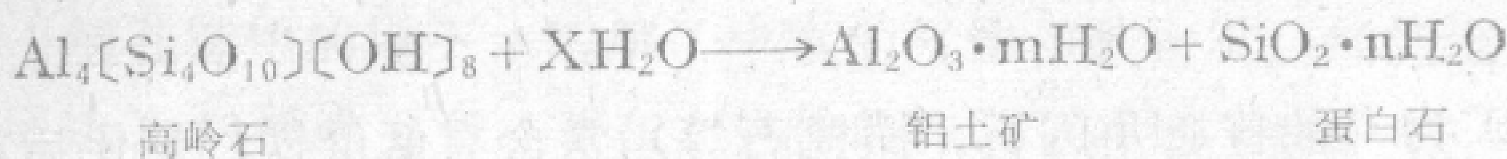


$$4K[AlSi_3O_8] + 2CO_2 + 4H_2O \longrightarrow 2K_2CO_3 + Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 + 8SiO_2$$

钾长石　　（溶液）　　高岭石（粘土矿物）　　蛋白石（胶体）

或： $4K[AlSi_3O_8]+6H_2O \longrightarrow 4KOH+Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8+8SiO_2$

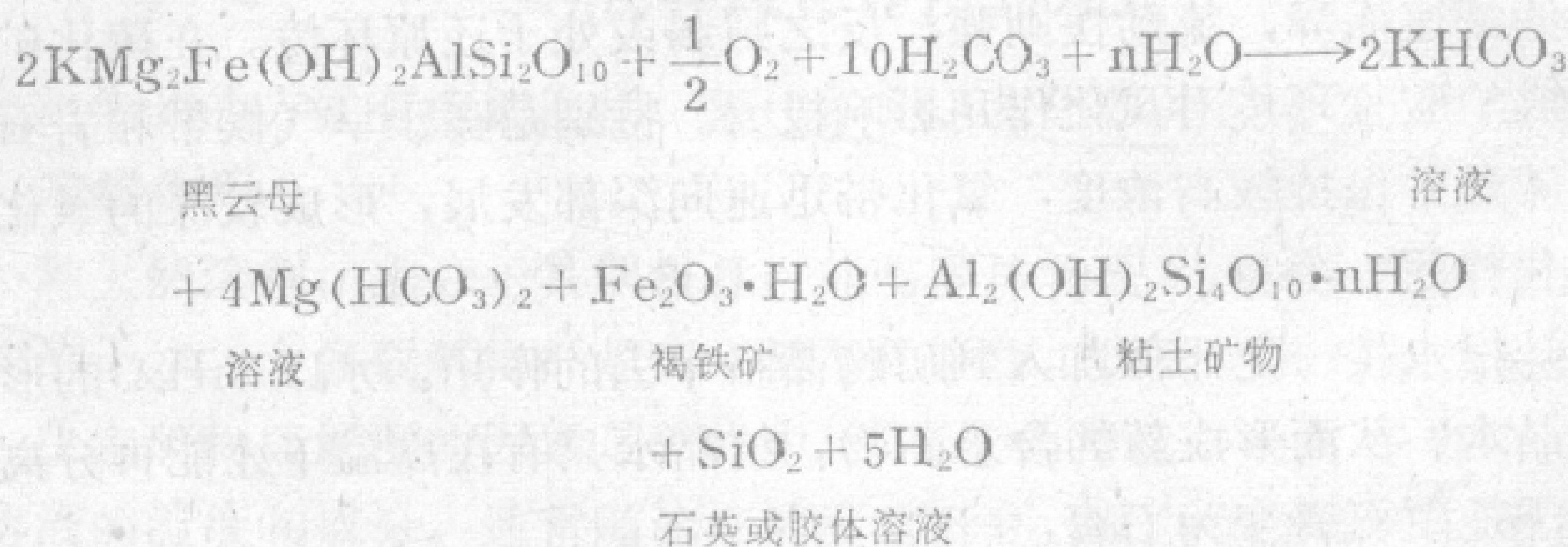
从上式可知，钾长石在水解作用和碳酸化作用过程中，其K^+离子与水中的OH^-或CO_3^{2-}化合或易溶化合物（KOH、K_2CO_3）并被水带走；部分SiO_2析出，其中一部分在原地凝聚成蛋白石，另一部分可呈胶体状态被水带走；余下的SiO_2和Al_2O_3则按不同比例组合成各种粘土矿物（如水云母、蒙脱石等），或形成高岭石。高岭石在地表条件下很稳定，它堆积在原地，形成残积层。但在湿热的气候条件下，特别是在含CO_2和有机酸的水溶液作用下，高岭石分子间的联系也会被破坏，可分解为铝土矿和蛋白石：



$$\underset{\text{高岭石}}{Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8}+XH_2O \longrightarrow \underset{\text{铝土矿}}{Al_2O_3\cdot mH_2O}+\underset{\text{蛋白石}}{SiO_2\cdot nH_2O}$$

斜长石在水解作用与碳酸化作用下的分解过程与钾长石类似，且更易于分解。

含铁镁的硅酸盐（如黑云母、角闪石、橄榄石等）在水解作用下，可逐步分解为粘土矿物和褐铁矿。现以黑云母为例，说明如下：



$$\underset{\text{黑云母}}{2KMg_2Fe(OH)_2AlSi_2O_{10}}+\frac{1}{2}O_2+10H_2CO_3+nH_2O \longrightarrow \underset{\text{溶液}}{2KHCO_3}$$
$$+\underset{\text{溶液}}{4Mg(HCO_3)_2}+\underset{\text{褐铁矿}}{Fe_2O_3\cdot H_2O}+\underset{\text{粘土矿物}}{Al_2(OH)_2Si_4O_{10}\cdot nH_2O}$$
$$+\underset{\text{石英或胶体溶液}}{SiO_2}+5H_2O$$

必须说明，这个反应过程是非常缓慢的逐步分解，即由黑云母→蛭石→蒙脱石→高岭石。

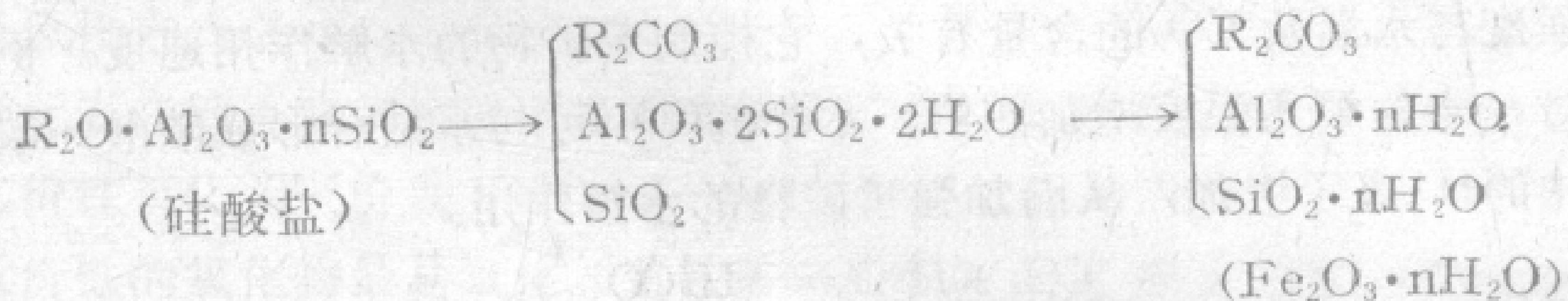
综上所述，硅酸盐、铝硅酸盐矿物在化学风化过程中，最终可分解为三部分：

（1）矿物中的碱金属离子与CO_3^{2-}或OH^-离子组成易溶化合物，并被水溶液带走；

（2）呈胶体状态的SiO_2，一部分被水带走，余下的在原地聚沉；

（3）残留在原地的各种粘土矿物（高岭石、蒙脱石等），在湿热气候下，高岭石可继续分解为铝土矿。铁、镁的硅酸盐矿物则可分解成褐铁矿等。

硅酸盐的风化过程可用下列图解综合表示（式中R为碱金属离子）：



$$\underset{\text{（硅酸盐）}}{R_2O\cdot Al_2O_3\cdot nSiO_2} \longrightarrow \begin{cases} R_2CO_3 \\ Al_2O_3\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O \\ SiO_2 \end{cases} \longrightarrow \begin{cases} R_2CO_3 \\ Al_2O_3\cdot nH_2O \\ SiO_2\cdot nH_2O \\ (Fe_2O_3\cdot nH_2O) \end{cases}$$

通常岩石中都或多或少有含铁的矿物，在湿热气候下经长期化学风化作用，常形成红色的含铝质和铁质的堆积物，称为红土（red earth）。

二、矿物和岩石在化学风化中的变化

自然界的各种岩石和矿物在化学风化过程中的分解程度是很不一致的。现将常见的几个造岩矿物及岩石的一般特点简要介绍如下。

（一）几种主要矿物的风化情况

黑云母 黑云母在化学风化过程中比较易于分解，开始时，因受氧化作用而析出部分

铁质；继而因水化和水解，形成蛭石或绿泥石等含水矿物，并逐步分解为蒙脱石；最终形成高岭石、褐铁矿等。

长石类矿物　该类矿物分解相对比较缓慢，斜长石比钾长石易于风化。经水化作用可形成水云母等粘土矿物；进而可以形成蒙脱石、高岭土等；如条件适当还会分解为铝土矿等。

铁镁矿物　该类矿物包括橄榄石、辉石、角闪石等，其稳定性较长石类要差得多。其中橄榄石最易风化，辉石次之，再次为角闪石。在风化过程中首先淋滤出碱金属元素，形成蒙脱石（包括绿高岭石等）；进一步分解可形成高岭石和褐铁矿、蛋白石等。

白云母　白云母是较难分解的矿物，通常在风化过程中只形成碎片被水带走或残留原地，在有利条件下也可形成水云母以至高岭土。

石英　石英在风化过程中几乎不发生变化，只崩解为细小颗粒，但在个别条件下会有轻微的溶解现象，所以石英是风化产物中常见的矿物。

碳酸盐类矿物（方解石、白云石等）　该类矿物虽然在纯水中是难溶的，但在自然界含有CO_2的水中却是易溶矿物。

金属硫化物矿物　这类矿物多数易于风化，在水和氧的作用下形成硫酸盐。其中，部分被水带走，部分在水和各种酸的作用下，形成难溶的氢氧化物及含氧盐而残留在原地。

各种矿物抵抗风化的能力主要与矿物自身的化学性质有关。各类矿物的耐风化能力的顺序是：氧化物、氢氧化物＞硅酸盐＞碳酸盐、硫化物＞卤化物、硫酸盐。

主要造岩矿物的耐风化能力的顺序是：石英＞白云母＞长石＞黑云母＞角闪石＞辉石＞橄榄石。

一些常见矿物在化学风化过程中的相对稳定性见表5—1。

表 5—1　常见的矿物在化学风化中的相对稳定性

几乎不受影响的	最稳定的	稳定的	稍稳定的	不太稳定的
自然铂、自然金、金刚石、锡石	石英、部分磁铁矿、石榴子石	白云母、钾长石、微斜长石、酸性斜长石	普通角闪石、辉石类	基性斜长石、黑云母、普通辉石、橄榄石、大多数碳酸盐和硫化物

（二）岩石的抗风化能力

各种岩石抵抗风化作用的能力也是不同的。一般来说，岩浆岩、变质岩较沉积岩易于风化，因为沉积岩是在地表或近地表环境下形成的，在其形成过程中它的大部分物质一般已经受过风化作用的改造，因而比较稳定。通常，在较高温条件下形成的岩石要比在温度较低情况下形成的岩石易于风化，例如喷出岩就比深成岩较难于风化。岩石的耐风化能力主要由其矿物成分来决定，例如由钾长石、石英、云母组成的花岗岩显然要比由橄榄石、辉石、斜长石等组成的橄榄岩、辉长岩难于风化；沉积岩中由易溶的方解石组成的石灰岩也要比由石英砂粒组成的石英砂岩（非钙质胶结）更易风化。当然，岩石耐风化的能力还会受到岩石的结构、构造及岩石裂隙的发育程度等因素的控制，并受气候、地下水循环情况、地形等自然因素的影响。

三、元素在地表的迁移

如前所述，矿物和岩石在风化过程中是逐步分解的，组成矿物的各种元素也是逐步析出的。有些元素（如碱金属元素Ca^{2+}、Na^{+}、K^{+}、Mg^{2+}等）在风化初期就会被淋滤出来；有些元素却要在风化作用进行到一定阶段后方能析出。各种元素析出的先后顺序是有规律的，它们从矿物中析出的难易程度，称为元素的迁移能力。

元素的迁移能力决定于其化学稳定性。元素的原子和离子特性（离子半径、原子价、极化作用等）决定了其由固体转变为被溶解状态或胶体状态的能力；影响到与其它元素结合成新矿物的能力；并影响所形成新矿物的溶解度。此外，元素在矿物中的赋存形式及矿物本身的特性对元素的迁移也有影响，如在方解石、白云石中的Ca^{2+}、Mg^{2+}就比赋存于硅酸盐矿物中的同样的离子更易迁移。气候、生物的作用也是影响元素迁移能力的重要因素。

对各种元素的迁移能力和特征的研究，有助于对风化作用过程和各种化学沉积作用过程的了解，也有助于了解化学沉积岩和沉积矿床的形成和分布规律。

苏联学者波雷诺夫（B. B. Полынов）和彼列尔曼（A. П. Перельмин）根据部分河流中某元素的含量与分布在该流域内的岩石中该元素平均含量的比值，并参照该元素的化学特性，提出了常见元素的迁移系列（sequence of migration of elements）（表5—2）。元素迁移系列是在风化过程中化学元素迁移能力的强弱次序。

表 5—2 元素的迁移系列

元素的迁移系列	迁移系列的组成
1. 极强烈迁移的元素	Cl、（Br、B、I）S
2. 易被迁移的元素	Ca、Na、Mg、F、Sr、Zn、U
3. 可迁移的元素	SiO_2（硅酸盐的）、K、Mn、P、Ba、Rb、Ni、Cu
4. 略可迁移的元素	Al、Fe、Ti
5. 实际不迁移的	SiO_2（石英的）

（据 A. П. Перельмон, 1972简化）

表中所列的1、2系列的元素在风化过程中总是首先被析出，组成易溶盐类被河水、地下水带走。据统计，每年通过河水带到海中去的可溶物质可达72×10^{8}t。其中，$CaCO_3$达6×10^{8}t（其中被带入湖中或在搬运途中沉淀的还未计算在内）。

表中3、4系列的元素多数只能作短距离迁移或残留在原地，所以风化产物中多含SiO_2和Fe、Al的氢氧化物。但在适当环境中和有机质的作用下，Al_2O_3、Fe_2O_3、SiO_2的胶体仍然可以部分被带走，特别是在炎热潮湿的气候下，由于生物繁茂，水中富含有机酸，其酸度相对升高，当水溶液中氢离子浓度升高达到一定数值时，它们也可以被水带走。热带的河水中常带有大量的Al_2O_3、Fe_2O_3、SiO_2胶体。但在干旱气候区的河水中，常只有1、2系列的元素，这是因为气候干旱，水溶液的化学活泼性相对较弱，多数元素的迁移也相对减弱的缘故。



四、化学风化作用的产物

在化学风化过程中岩石和矿物逐步被分解，易于淋出的元素呈溶液或胶体溶液被带走，残留的风化产物多是适应当地气候条件的难溶或难于迁移的成分，其化学成分与原岩有显著差别。表5—3列举了我国广东沿海几种岩石风化前后化学成分的变化情况：

表 5—3　广东沿海几种岩石化学成分在风化前后的对比

	花岗岩①			玄武岩②			红色粉砂岩③		
	未风化岩石的含量	风化后岩石的含量	积累率④或淋溶率	未风化岩石的含量	风化后岩石的含量	积累率或淋溶率	未风化岩石的含量	风化后岩石的含量	积累率或淋溶率
SiO_2	74.41	56.26	−24.42	49.11	30.69	−37.51	59.08	69.59	+17.64
Fe_2O_3	1.47	6.99	+375.51	3.31	19.00	+479.98	3.95	5.57	+63.99
Al_2O_3	14.08	23.76	+68.75	14.80	29.21	+97.36	11.16	14.12	+26.53
TiO_2	0.13	0.44	+238.46	1.72	2.99	+73.84	0.50	0.58	+16.00
CaO	0.86	0.12	−86.05	8.37	0.23	−97.25	8.99	0.62	−93.11
MgO	0.28	0.27	−3.75	6.66	0.46	−93.10	1.76	0.88	−50.00
K_2O	5.10	1.69	−66.36	0.93	0.16	−81.72	2.69	0.23	−17.10
Na_2O	3.41	0.09	−97.36	3.38	0.26	−92.31	0.84	0.14	−83.34

（据　南海海洋研究所综合，1978）

注：① 据汕头、惠来、番禺、新会等地点风化产物的平均值；

② 据海康、徐闻地区资料平均值；

③ 取自广州郊区东园村的风化产物；

④ 积累率或淋溶率 $\rho=\pm\frac{m-n}{n}\%$。m=某元素在风化产物中氧化物的含量；n=某元素在基岩中的氧化物的含量；若数值为正值称积累率，若数值为负值称淋溶率。

由上表可知，风化产物中的Fe_2O_3、Al_2O_3、TiO_2含量均比原岩增加；CaO、Na_2O、K_2O、MgO则显著减少；SiO_2的含量一般比原岩少，唯独在红色粉砂岩的风化产物中略有增加。这种现象可能与其中含有石英颗粒有关。这种变化也与元素迁移序列原理所揭示的规律基本符合。

风化产物中常有新形成的表生矿物如高岭石等粘土矿物。岩石的结构、构造发生相应改变，原岩的结构、构造特征已模糊不清，变得更疏松，且以细粒物质为主；其中夹有一些未完全风化的岩块，越向深部这种岩块越多；风化产物与基岩间无明确的界限，是逐渐过渡的。由于粘土矿物的增加，使多数风化产物较基岩颜色浅，若原岩富含铁质矿物，则其颜色呈红色、砖红色或黄褐色。

第四节　生物风化作用

在地表的水体、空气、土壤和一定深度内的岩石裂缝和孔隙里都有生物存在。据统计，每1g土壤中平均有10^6个微生物。某些地区每亩土地中可有近万条蚯蚓，这些蚯蚓每年可将约3t的土壤翻至地表。即使在自然条件恶劣的高寒地区，岩石表面也有地衣等生物。由生物的生命活动引起原岩的破坏作用称为生物风化作用（biological weathering）。

生物风化作用分为生物物理风化作用和生物化学风化作用两种类型。

由生物活动导致岩石的机械破坏作用称生物物理风化作用。例如生长在岩石裂缝中的植物，特别是某些高等植物，随着根部的生长膨胀，可对围岩产生10—15kg/cm²的压力，这种压力促使岩石裂缝扩大，或崩解，这种作用称为根劈作用（root wedging）。此外，穴居动物的挖掘作用，和虫蚁、蚯蚓的筑巢翻土等都会引起岩石的破坏。

生物的化学风化作用要比生物物理风化作用大得多。生物对岩石的化学风化作用，主要是由生物在新陈代谢过程中的分泌物和生物遗体腐烂后分解出的某些物质引起的。在这些物质中相当一部分是有机酸。植物和细菌通常是通过分泌有机酸来分解岩石和矿物，然后吸收其中某些化学成分作为营养。例如曾观察到一种藻类植物（地衣）的菌丝可以结晶出某种有机酸的晶体。这种晶体在溶解和分解时产生的氢离子，可以置换矿物的金属阳离子，使其呈溶解状态，然后作为营养吸收（据Schatz,1963）。有些高级植物的根部带负电荷，它使氢离子等阳离子聚集在其附近，造成酸性环境，加上植物根部能释放 CO_2，使土壤中CO_2含量加大，较空气中的含量约增加10—100倍，形成有利于硅酸盐矿物分解的环境。生物遗体的腐烂和分解，除了使碳、氢等元素能在地下大量聚集形成煤等可燃性有机矿产外，还可以分解出相当数量的有机酸。这些有机酸对岩石起着腐蚀和分解作用。

由于生物的生命活动，可促使周围环境发生一定的变异，这种变异可间接促进化学风化作用的进行。例如，据研究地表上相当数量的氧和二氧化碳是通过植物和细菌的光合作用和呼吸作用而产生的。生物的繁茂情况往往决定了某些地段的化学环境；如在有大量生物生长的浅水区，生物的光合作用可使水体富含氧而缺二氧化碳，形成良好的氧化环境。另外，随着腐植质的分解使有机酸增加，水的化学性质易变为酸性环境，从而形成有利于氧化作用和其它化学风化作用进行的环境。相反，堆积有大量生物遗体的地区或森林中的土层，因生物遗体的腐烂分解，使硫化氢、沼气等大量积聚，形成还原环境。

第五节 风化作用的速度及其影响因素

风化作用虽然是地壳表层普遍存在的地质现象，但由于条件的差异，各处风化作用的速度有明显的不同。如我国华南地区，因修路开掘出的新鲜岩石露头，只经过几年就因风化作用而变得疏松破碎；但在华北地区，岩石遭受风化的程度就相对轻微得多。

如能确切知道新鲜岩石暴露遭受风化的时间，就可以通过其遭受风化破坏的程度来计算风化速度。如1883年印尼克拉克托(Krakatau)火山喷出的火山灰，经过60a 的时间，已在其上形成厚十余厘米的土壤，土壤中Si的含量比火山灰中减少了 5%，Al_2O_3 却增加了2%。又如印度果阿地区，据测定岩石风化速度平均为1mm/a。古建筑物的风化状况也可用以推断风化作用的速度，如英国爱丁堡附近Joseph Black（CO_2的发现者）的墓碑，只经过80a，就已被CO_2腐蚀得模糊不清。

影响风化作用速度的主要因素是气候，岩石性质、地形和裂隙的发育程度等因素。

一、气候条件对风化作用速度的影响

对风化作用速度有影响的气候因素主要是气温和降水量。气温的高低影响化学风化作用的速度；昼夜和季节性的温差大小影响岩石的机械风化作用。降雨量及其在一年中的分

配情况，蒸发量及湿度变化等对各类风化作用的速度都有重要影响。

例如，在埃及阿斯旺地区有两座用花岗岩雕筑成的方形塔❶，在当地干旱气候条件下，经历了3500 a，只受到轻微的风化。十九世纪，其中一个被迁至伦敦，仅经过50年，已明显被风化；另一个于1880年拆迁至纽约的中央公园，在严寒和富含CO_2空气的侵袭下，仅经过90个春、秋，就被风化得遍体鳞伤了，虽涂上了护防剂也无济于事，现在美丽的雕刻已荡然无存，估计它在纽约的风化速度要比埃及大20倍。这些实例，充分说明了气候因素对岩石风化作用的影响。

通常，在极地及寒冷地区，因气温低，并以固态降水为主，因而化学风化作用较弱，物理风化作用占主要地位。在亚热带、热带温湿气候区，则以化学风化和生物风化作用为主，并可形成极厚的富含铁、铝氢氧化物的红土层。在干旱气候区，由于温差大、雨量少，物理风化作用非常显著，可形成富含卤化物、硫酸盐等的砂、砾石等

图5—4概略表示了各气候带风化作用的强度。

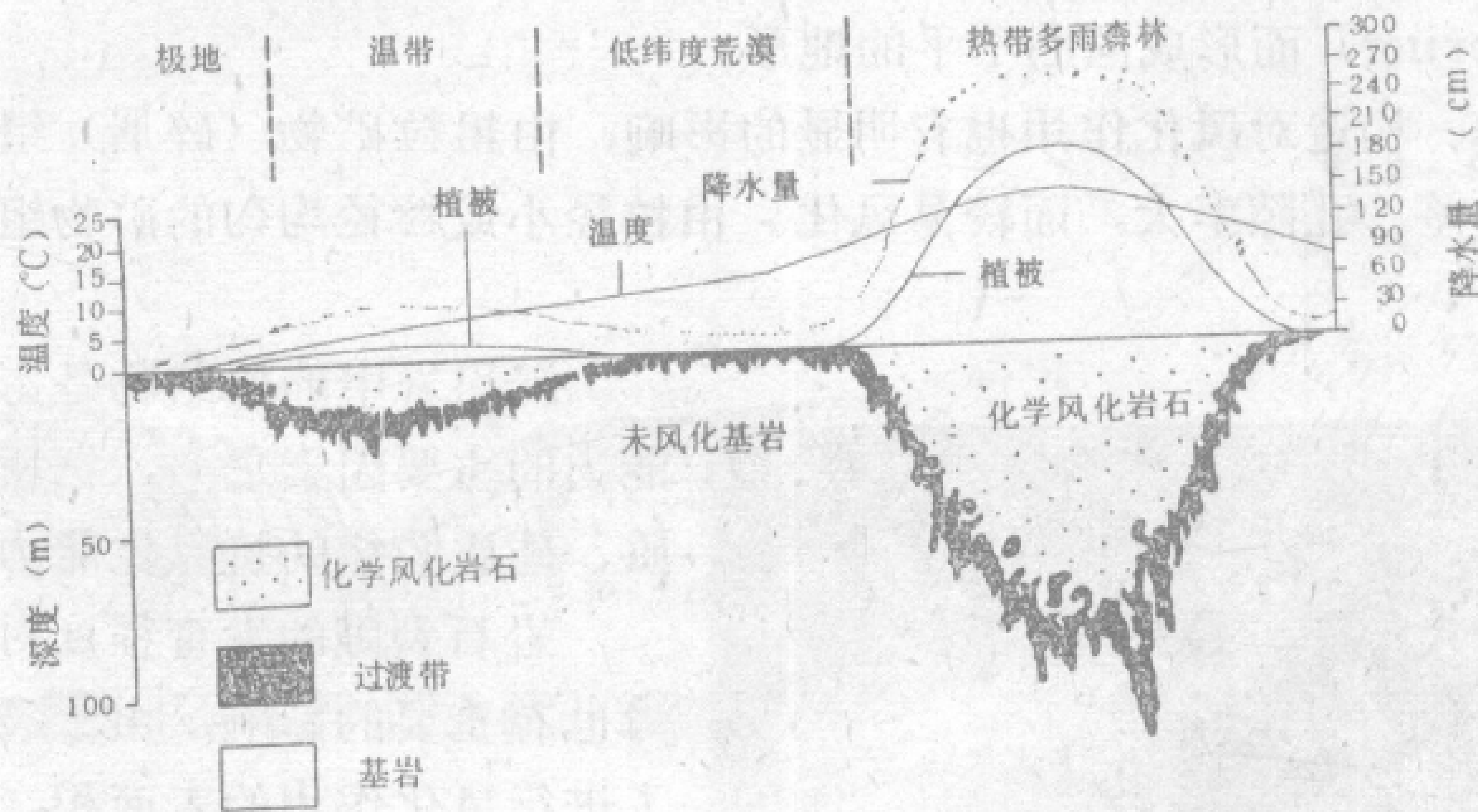


图 5—4 不同气候带风化作用的强度和深度

（据 W.K.汉布林，1980）

二、地形对风化作用的影响

地形对风化作用也有影响。首先地形会影响气候的局部变化。例如山区气候具有明显的垂直分带现象，不同带的风化情况也随之不同。同一高度的阳坡和阴坡，风化作用强度也有差别，通常阳坡的平均温度稍高，温差变化幅度也较大，因而风化作用较强。

山坡的陡缓会对地下水位、植物生长等情况有影响，也会影响到风化作用的进行情况。通常陡坡处地下水位较低、植被少，化学风化作用相对较弱，风化产物也不易保存。在气候等条件相同的情况下，缓坡处的化学风化和生物风化均较陡坡强烈，其形成的风化产物也较易保存。

三、岩石性质对风化强度的影响

在相同的自然条件下，岩石性质是影响风化强度的主要因素。首先，组成岩石的矿物

❶ 这两座塔因其美丽被誉为"克娄巴特拉（Cleptra是埃及女王）指针"。

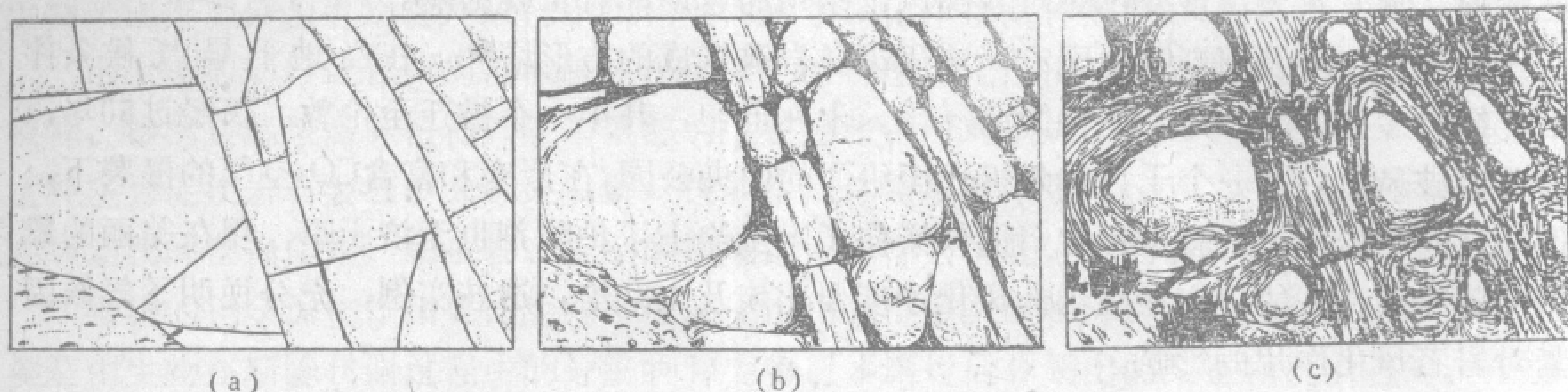


图 5—5 球形风化的发育过程

(据 W.K.汉布林)

a—岩石被裂隙切割；b—球形风化初期；c—球形风化的晚期

对其抗风化能力的影响最显著，由耐风化矿物组成的岩石常凸出地表，而由易风化矿物组成的岩石则常形成洼地。由耐风化程度不同的岩层相间出露时，则会由于差异风化（differential weathering）而形成凹凸不平的地形。

岩石的结构、构造对风化作用也有明显的影响，由粗粒矿物（碎屑）组成的岩石，常因粒间的连接力差、孔隙率大，而较易风化。由粒径小或粒径均匀的矿物组成的岩石抗风化能力较强。

沉积岩中的胶结物是影响岩石抗风化能力的主要因素之一，钙质胶结要比泥质、硅质胶结的抗风化能力差。

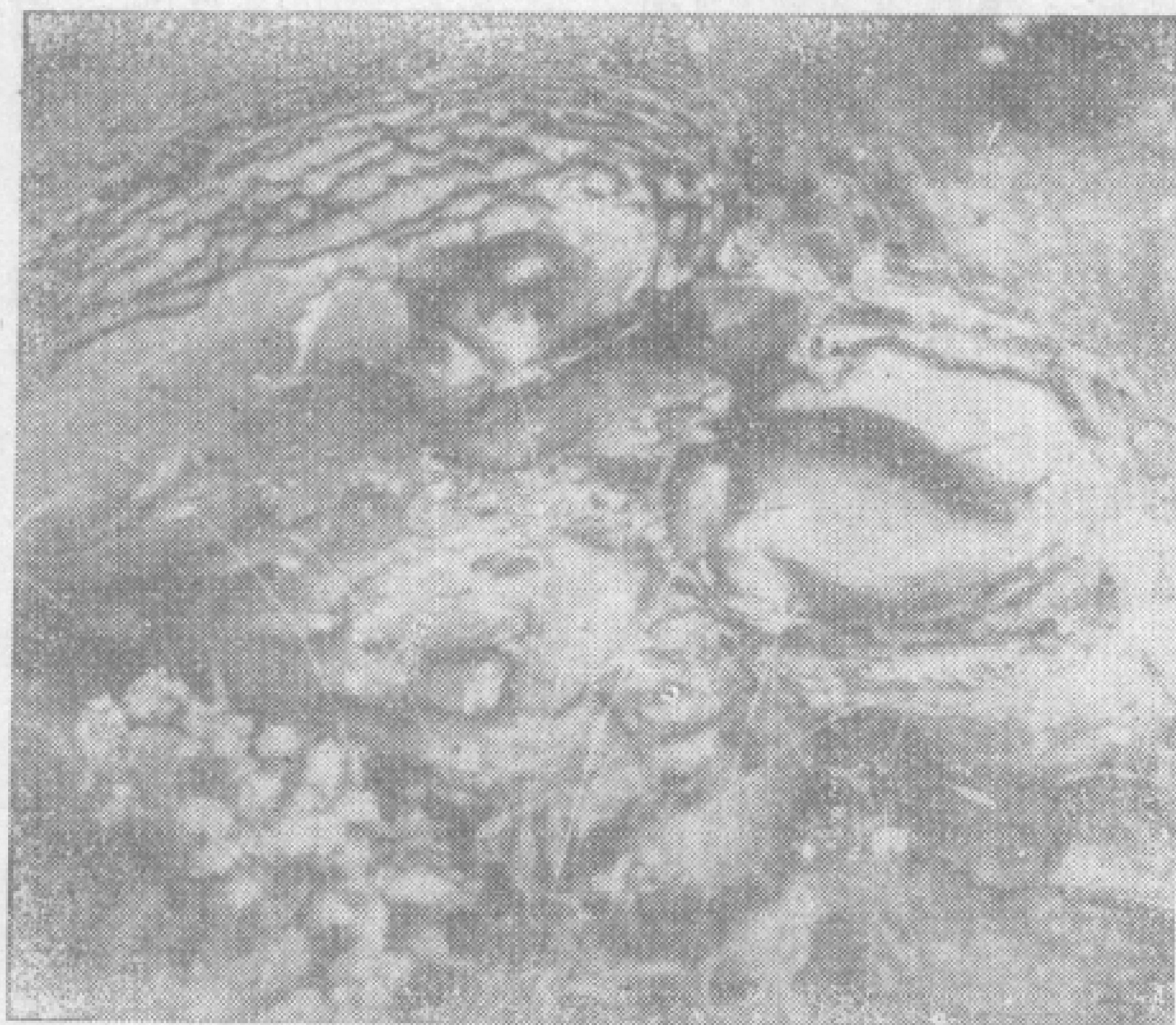


图 5—6 球形风化

岩石裂隙的发育程度对其抗风化的能力也有重要的影响，由于裂隙发育，增加了进行风化作用的表面积，也增强了水和空气在岩石中的活动能力，因而使岩石易于被风化。在裂隙发育和粒度不均匀的岩浆岩或厚层砂岩表面，多具有因风化而成球形表面的趋势，经常形成球形或椭球形的岩石表面，这些现象及过程称为球形风化（spheroidal weathering）。球形风化是物理风化和化学风化联合作用的结果（图5—5、图 5—6）。球形风化主要是由于棱角部分与外界接触面最大，最易被风化作用破坏，只有当棱角脱落变圆后，岩块各方向的风化速度才趋于一致。

第六节 风化壳和土壤

大陆上岩石经长期风化作用形成的风化产物，若残留在原地称为残积物（eluvium）。残积物多分布于较平坦的山顶或缓坡上，与基岩是逐渐过渡的，它们之间无明显界面，残积物中常有原岩的岩块或岩屑，无层理。残积物经生物风化作用的改造可形成土壤(soil)。

由残积物和土壤构成的覆盖在陆地上的不连续薄壳，称风化壳（crust of weathering或residuum）。风化壳是各种风化作用的综合产物。

一、风 化 壳

风化壳是指由残积物和土壤在大陆部分构成的，厚薄不均的薄壳。风化壳和基岩之间无明显的界限，其厚度由一米至数百米，但也有些地区因地形等条件的影响，不存在风化壳。

按风化壳的形态，可分为面状风化壳和线状风化壳两大类。沿地表方向展布的风化壳称面状风化壳；沿裂隙带或倾斜岩层层理发育的称线状风化壳。线状风化壳向下延伸呈囊状、袋状或楔状等（图5—7）

（一）风化壳的结构

风化壳的结构具一定的规律性，自上而下具一定的分带现象称风化壳的垂直分带性。根据残积物的成分和结构的变化，可概括为以下几个层（带）（图5—8）：

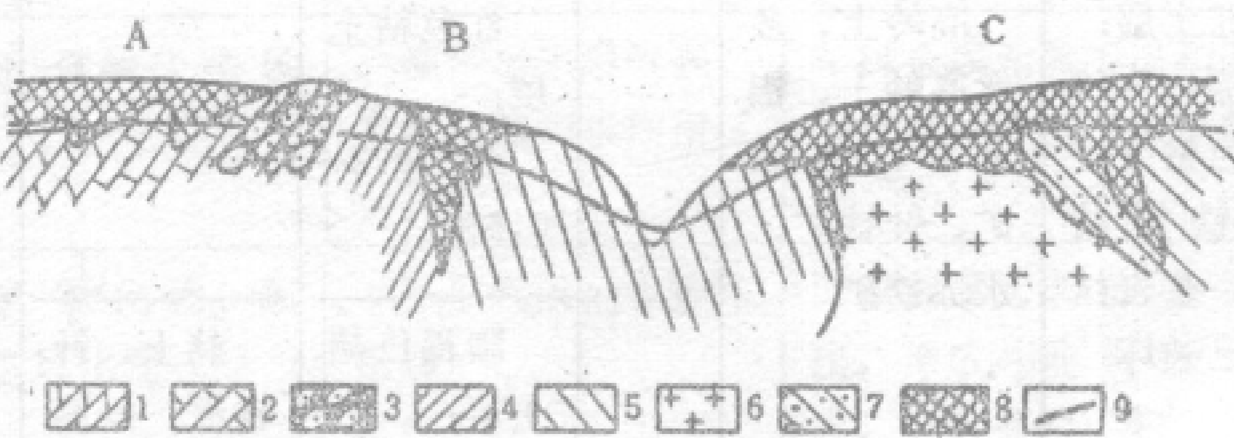


图 5—7 风化壳的形态类型

A—面状风化壳；B—线状风化壳；C—复合型风化壳；1—7表示不同岩性；8—风化壳；9—地下水面

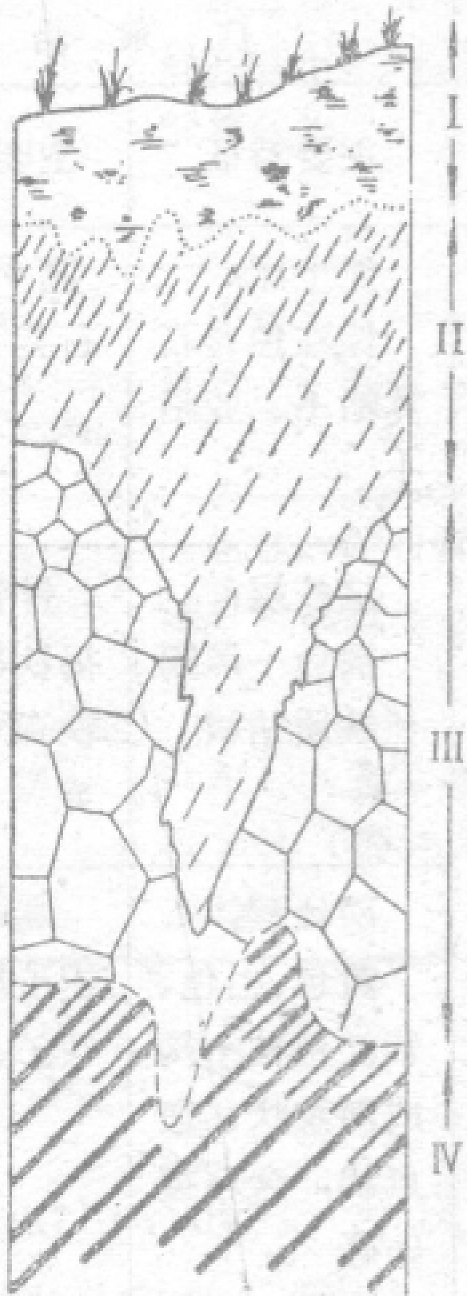


图 5—8 风化壳剖面

I—土壤层；II—残积层（亚土壤层）；III—半风化岩石；IV—基岩

表层是富含腐植质的土壤层。它主要由粘土矿物及植物腐烂形成的腐植质构成，是经过生物风化作用改造的残积物。

其下是残积层或亚土壤层。它与土壤层的区别是不含或仅含有少量腐植质，结构较疏松，由岩石风化形成的粘土矿物或其它风化产物组成。因此，它最能反映岩石风化的强度及风化作用时的气候条件。

再往下，是由半风化岩石组成的部分风化带。其中不少岩石还未被风化或只发生轻微

的风化作用。最下部是未经风化的基岩。

风化壳的各层（带）间界面并不明显，彼此是逐渐过渡的。由于岩性差异或因裂隙的影响，上面的层带常呈囊状嵌入到下层。

风化壳的垂直分带性主要由下列两方面原因造成：

1．风化作用是由表层逐渐向深部发展的。因此，风化壳上部的岩石总比其下的岩石风化强度大，但各带之间没有明显的界限，是逐步过渡的。

2．由于地下水的循环，表层的部分风化产物可以被淋滤到下层再沉积下来。但也可以在毛细管作用下，地下水沿岩石的微裂隙和孔隙上升，把部分风化产物带到地表，因水分蒸发而停积下来。所以，风化壳一般均具有复杂的垂直分带构造，而且随各地的气候条件而异。但在相同气候条件下，发育在不同母岩上的风化壳，其组分有较大差别，表5—4是我国南方发育在不同母岩上的几个风化壳剖面的概况。

（二）风化壳的水平分带性

表 5—4　我国南方发育在不同母岩上的风化壳剖面

	广东沿海①			海南岛北部①			云南某地②		
	主要特征	主要矿物	厚度(m)	主要特征	主要矿物	厚度(m)	主要特征	主要矿物	厚度(m)
残积层	红土层：棕红色含石英粘土、亚粘土	高岭土、石英	1—3	红土层：棕红—砖红色粘土层含铁质结核，基岩结构已破坏	高岭土、多水高岭土、铝土矿、褐铁矿、针铁矿、水赤铁矿	2—18	红色粘土层：含Ni0.2—0.5%		3—5
	结核层：褐色—黑褐色铁质结核	针铁矿、褐铁矿、赤铁矿、石英	0.2—0.5				暗褐色赭土层：Ni 0.5—0.8%	赭土、针铁矿、绿高岭石、绿泥石	2—5
	网纹层：黄色、白色、紫红色粘土构成网纹状、斑点状，含石英砂砾	高岭土、铝土矿、褐铁矿、石英	2—8	球状块状铝土矿层：棕红色块状、囊状铝土矿含褐铁矿	铝土矿、高岭土、褐铁矿、硬锰矿	0.5—5	含镍高岭土层：高岭土中含Ni1.5—2.2% Co 0.01—0.05%	绿高岭石、暗镍蛇纹石、蛇纹石	2—10
半风化岩石	基岩结构构造基本保存，矿物部分分解。上部已松软，下部发育球状风化	高岭土、水云母、多水高岭土及残留的长石、石英	>10	基岩结构构造基本保存，矿物已强烈风化，底部球状风化明显	高岭土、伊丁石、残留的辉石、斜长石	2—15	基本保存基岩的结构构造，矿物已强烈风化，并被硅质、粘土质呈网状纹带充填	绿高岭石、蛇纹石、底部有白云石、方解石、菱铁矿	2—3
基岩	花岗岩			玄武岩			蛇纹石化辉石橄榄岩（含Ni0.1—0.3%）		

注：①据 南海海洋研究所资料（1978）综合改编；
②据 南京大学地质系资料（1979）综合改编。

由于风化作用受气候条件的影响，因而还有按不同气候带而划分的水平分带或称地带性，即在同一气候带发育的风化壳，无论在物质成分上，或是结构等方面都具有一定的相似性。这是因为构成地壳表面上的岩石绝大部分是由硅酸盐或铝硅酸盐矿物组成的，所以在同一气候条件下，风化作用所达到的阶段（即风化强度和元素析出状况），岩石和矿物的化学变化特点都有相似之处。按照岩石风化的条件，风化特征及风化壳的特点，可分为下列五种风化壳类型（表5—5）。

表 5—5 主要的风化壳类型

风化壳类型	风化条件	风化作用及元素迁移特点	标志元素	标志矿物
岩屑（或机械）型风化壳	高寒气候（寒带及高山高寒地区），生物作用弱	岩石受微弱的化学和生物化学作用破坏，元素迁移作用弱，以机械破坏为主。		经轻微化学变化的岩块
硅铝-粘土型风化壳	温带潮湿气候，有机酸起积极作用。	碱金属元素已析出，Al_2O_3、Fe_2O_3被带至下层堆积，SiO_2在表层堆积	Al、Fe、Si	水云母、高岭土、绿高岭土、Fe、Al的氢氧化物
硅铝-碳酸盐型风化壳	温带半干旱气候，有机酸起积极作用	碱金属元素析出和碳酸盐的富集（主要是$CaCO_3$）	Ca、Mg、(Na)	方解石、白云石、高岭土、蒙脱石
硅铝-氯化物、硫酸盐型风化壳	干旱气候，生物作用弱	碱金属元素部分析出，形成并堆积氯化物、硫酸盐类矿物	Cl、Na、S (Ca、Mg)	岩盐、硬石膏、芒硝、蒙脱石
砖红土型风化壳	湿热的热带、亚热带气候，有机酸作用强	SiO_2及碱金属已被带走，Al_2O_3、Fe_2O_3堆积	Al、Fe、Si、Mn	Al、Fe的氢氧化物及SiO_2（蛋白石）、高岭土

（据 К. И. Лукащев, 1956）

（三）古风化壳

地质历史时期形成的风化壳称为古风化壳（palaeocrust of weathering）。古风化壳由于形成后往往会遭受其它外力地质作用的剥蚀而破坏，多数保存得不完整；同时，在它形成后还经受过各种变化（如成岩作用及其它次生变化），在成分上和结构上会有若干改变。在研究古风化壳时要注意残存部分的岩性、结构的研究，并与现代风化壳的发育情况对比来判断古风化壳的形成条件和类型。

研究古风化壳对了解一个区域的地壳发展历史是很重要的。首先，发育完整的风化壳需有较长时间的地壳运动稳定状态，风化壳形成后，地壳下降被后来的沉积物掩盖或被抬高到某一个高度，避免了强烈的剥蚀作用，才能部分被保存下来。所以也可以据此判断该区地壳运动状况。风化壳的发育还与气候、地形有关，因此，可以通过风化壳的类型、厚度等来了解古气候、古地形特点。例如华北地区中奥陶统石灰岩与中石炭统岩石之间，发育着一个厚薄不匀的，由铁、铝质岩石组成的古风化壳。这个风化壳反映了中奥陶世以后，到中石炭世的较长时期，华北曾长期处于遭受风化剥蚀的状态。

研究古风化壳对找矿具有一定的指导意义。如前所述，风化壳中常富集有铁、铝、高岭土和锰、镍、钴等矿产。由于被风化的岩石强度减弱，透水性增加，对工程建筑极为不利。所以，在修建大型工程时要了解风化壳的分布和厚度，以及被风化岩石的强度等，以便根据工程要求对风化壳和被风化岩石采取适当清除或采取加固等措施，以保证工程的质量。

二、土　壤

（一）土壤的概念

土壤是风化壳的表层。它是由各种风化作用的产物再经过生物风化作用改造而形成的。土壤的主要特点是富含腐植质，这是与其他松散堆积物的主要区别。

（二）土壤的成分特点

土壤中的矿物质一般以石英、长石、云母、方解石、石膏碎屑等为主。腐植质的含量关系到土壤的颜色和肥沃程度，通常含量愈多颜色愈深，而且愈肥沃。腐植质在土壤中的分布是不均匀的，一般是表层较多，往下逐渐减少。但有时因淋滤的结果，在土壤的底层腐植质反而增加。因此，土壤在垂直剖面上可以大致划分为以下几层：

表层（A层）　　富含有机质和腐植质；

淋积层（B层）　　由上部淋积物组成——腐植质少；

淀积层（C层）　　由上部淋滤下来的矿物质，腐植质组成。

（三）影响土壤发育的因素

表 5—6　我国的主要土壤类型

土壤类型	气候条件	主要特征	分布地区
黑土和黑钙土	年平均气温低、冰冻期长，年降水量不大，约400—500mm	腐植质丰富，颜色深灰到黑色，化学风化程度较浅，黑土中有SiO_2粉末，黑钙土中含碳酸结核	东北北部
红壤、黄壤、砖红壤	亚热带气候、气候湿润，雨量充沛，年降水量自1200—2500mm，气温较高	各种风化过程非常强烈；土壤中腐植质较少（因淋失），但黄壤中较多；土中富含铁铝；土壤呈酸性	华南地区，包括东南沿海、云贵高原、四川盆地、及喜马拉雅山南麓
棕色森林和褐色土	温带季风气候区，夏暖冬冷，年降雨量500—750mm	风化较强，腐植质多在表层，粘土矿物多，土层粘性大，在底部有钙质积聚层；土壤呈中酸性	东北的东部，华北地区，江淮地区，秦岭山地
栗钙土、棕钙土和漠钙土	干旱气候区，降雨量稀少，植物稀疏，风多	腐植质少，有易溶盐类淀积，漠钙土表层即有易溶盐类；矿物仅风化成细粉粒，很少有粘土质	内蒙、陕北、甘肃、青海、新疆及邻近沙漠地区
盐碱土	干旱及半干旱气候区，蒸发量大，降雨量少	盐类借土壤孔隙的毛细管作用集中于表层，腐植质极少	内蒙、西北干旱草原地区，及华北半干旱地区的海滨地带

影响土壤形成的因素较多，其中以气候和植物的生长情况的影响最重要。

在同一气候和植物生长条件下，土壤的形成过程、以及成分上的特点都有类似之处。当气候条件发生改变时，土壤也随之发生改变，形成适应于新的气候条件的土壤类型，因此有人把土壤称为"气候的函数"。

我国由于幅员广阔，气候条件复杂，随着各地不同的气候条件，有着多种土壤类型，现将主要土壤类型列表略述如下（表5—6）：

（三）古土壤的概念

地质时期的土壤称古土壤（palaeo-soil）或埋藏土壤。它们大部分被新的堆积物掩盖，或已经受过成岩作用改造。古土壤中的有机质也因不断被淋滤而减少，颜色变浅。古土壤的时代愈老愈不易辨认，只有形成于第三纪、第四纪的古土壤才可能从其成分特点上加以识别。研究古土壤有助于恢复古气候、古地理环境。

第六章 地面流水的地质作用

第一节 概 述

地面流水是沿陆地表面流动的水体，它是地球水圈的一部分。据估计，地面流水的总量约为2100km^3，它在大陆上分布非常广泛，是陆地上一种重要的地质营力，在塑造陆地地貌形态上居有突出的作用。地面流水不停地把陆地上的物质运送到海洋和其它洼地，改造着地表物质的分配状况。据研究，在地质历史时期地面流水（特别是河流）的沉积物无论在分布和数量上都占有重要的地位。河流的沉积物中，常含有多种矿产，例如金、铂、锡、铅、钨、水晶、刚玉、金刚石等。河流还是人们早已利用的交通航道和农业水源。因此，对现代和古代地面流水地质作用的研究，具有重要的意义。

地面流水的水源主要有雨水、冰雪融水和地下水，有些河流以湖水为水源。大河的水源往往是多方面的，例如我国的长江，发源地在唐古拉山主峰格拉丹冬雪山一带，由冰川融化的雪水供给，沿途还不断有雨水、地下水及各支流水的补给，最后汇成举世闻名的长江。

大气降水落到地面后，一部分渗入地下，一部分被蒸发返回大气层，其余则沿地面由高向低流动，形成地表径流。因此，地面流水的水量和流动状态与气候和地面的自然状况有密切关系。一般说来，降雨量越大的地区，地面流水的水量也越大。

地面流水通常按其水源补给特点分为常年流水及暂时性流水两类。常年流水是有稳定的水源补给的水流，这种水流通常都有相对固定的流水渠道。暂时性流水是指在降雨以后或雨季才有水流动的地面流水，其中无固定水道，沿整个斜坡流动的称片流（sheet flow）；沿沟谷流动的称洪流（flood flow）。

地面流水在重力作用下，沿斜坡或沟谷，从高处向低处流动，不断将势能转变为动能，这种动能称为流水的活力（a）。流水的活力与流水的流量（m）和流速（v）的平方成正比，即$a=1/2mv^2$。流量的大小受气候影响，主要是受降雨量和蒸发量的影响。地面流水的流速则受流量和地形坡度的影响。

地面流水的活力不断克服水流内部的粘滞阻力和流水与地面、空气等之间的摩擦阻力，并对地面岩石进行破坏和搬运被剥蚀下来的物质。地面流水用于克服其内部粘滞阻力、各种摩擦阻力以及搬运泥沙所消耗能量的总和称为地面流水的负载（load）（l）。地面流水的活力与其负载的关系可能存在以下三种情况：

1. $a>l$ 流水的地质作用表现为以侵蚀作用为主，并具有强大的搬运能力；
2. $a=l$ 流水的地质作用表现为以搬运作用为主，其侵蚀和沉积作用处于平衡状态；
3. $a<l$ 流水的地质作用表现为以沉积作用为主。

地面流水的运动状态，按照流体内部水质点的运动轨迹，可分为层流、紊流、环流等不同的水动力结构。这种结构直接影响地面流水的地质作用特征。

层流　当水质点的运动速度和方向为恒定（即质点的运动轨迹是彼此平行）时，称为层流（laminellar flow）。根据在实验室对玻璃管内水流状态的观察，水流只在低速运动时，才能保持层流状态，并使水层之间不相混合（图6—1—a）。

紊流　水质点的运动速度和方向随时发生任意改变（即其运动轨迹呈不规则状态）的水流，称紊流（lurbulent flow）（图6—1—b）。实验证明，只要水流速度稍微增大，或者界面略为粗糙不平，水流均呈现紊流状态。地面流水几乎都是以紊流方式运动的。

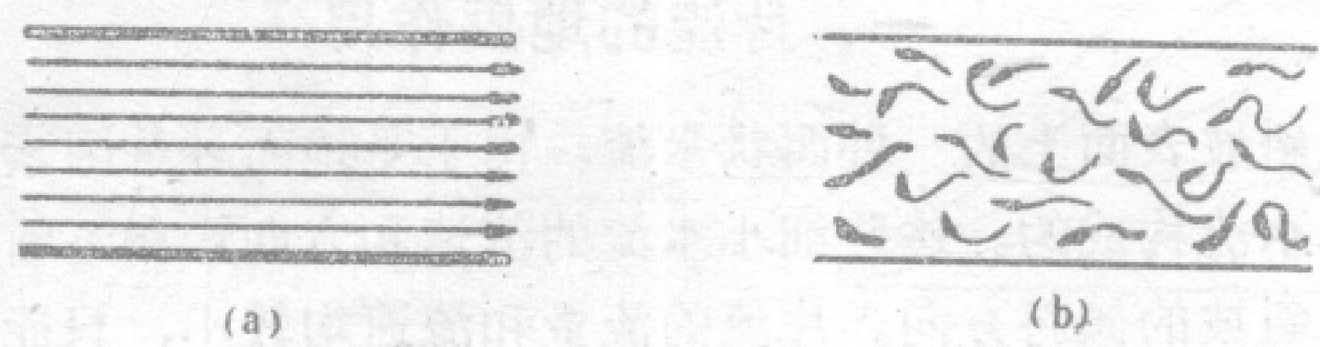


图 6—1　层流和紊流示意图

a—层流　b—紊流

环流　地面流水水质点的运动方向常在垂直其流动方向呈螺旋状有规则的变化，这种螺旋状水流状态，称为环流（circular current）。当环流轴线与水流方向一致时，称为横向环流（即垂直水流方向断面上的投影呈环状）。横向环流有两种类型：

（1）双向横向环流　在顺直河段的主流线一般位于河床中央，平水期水流在河面形成由两岸向中央壅水的表流，沿床底形成由中央向两侧幅散的底流，这样便形成发育在主流线两侧的对称双向横向环流。双向环流的旋转轴与水流方向一致（图6—2—A）。洪水期，由于水量猛增，形成凸形河面，表流从中央向两侧幅散，而底流由两岸向中央汇聚，主流线的两侧形成方向同平水期相反的对称双向横向环流。

（2）单向横向环流　当水流进入弯曲河段时，河水在弯道离心力作用下，主流线

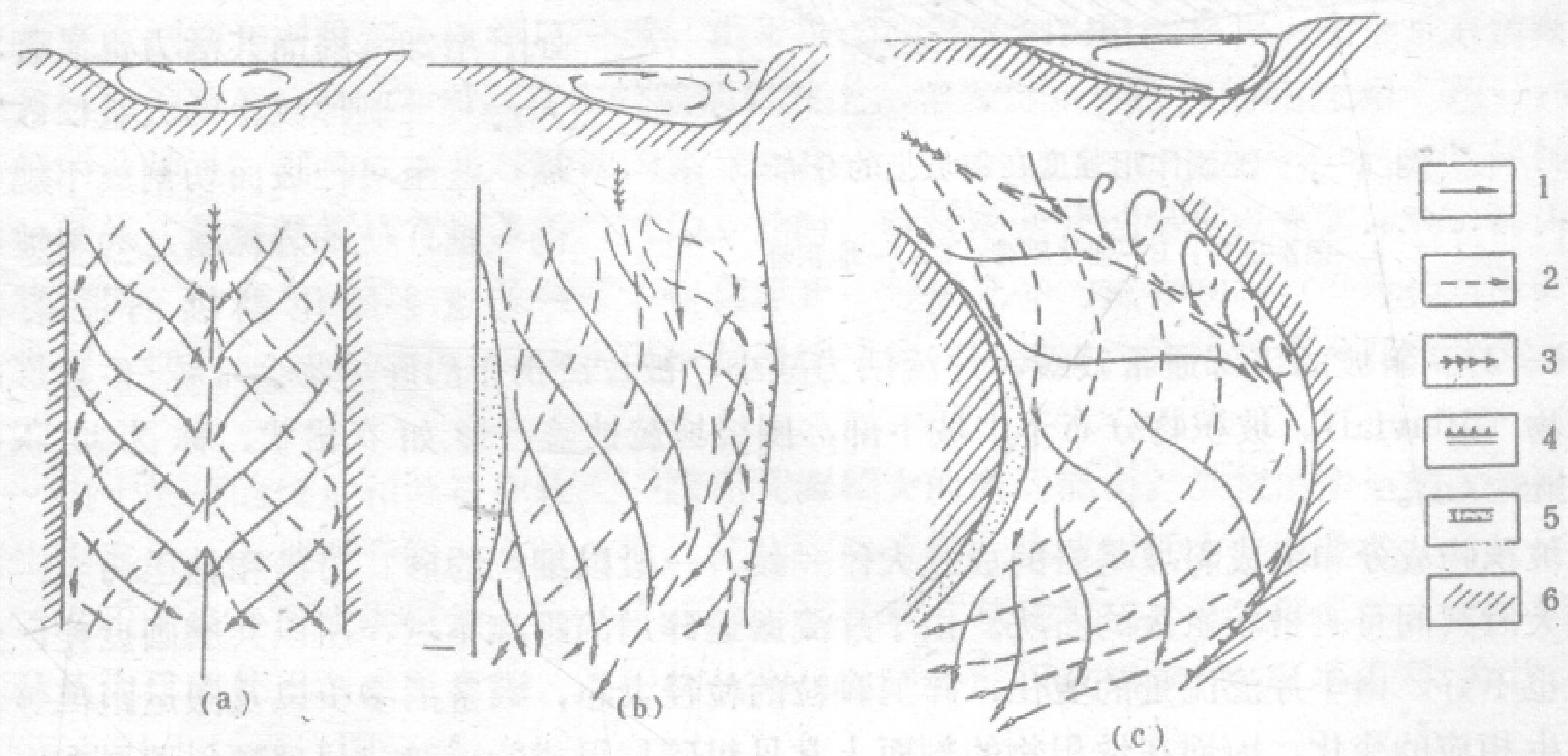


图 6—2　河流横向环流示意图

（据 E.B.桑采尔）

a—对称双向横向环流；b—弯道部分对称横向环流发生偏转；c—弯道单向环流；

1—横向环流的表流；2—横向环流的底流；3—主流线；4—侵蚀作用；5—堆积作用；6—河床底及河岸

向外侧（凹岸）偏离，于是对称的横向环流遭到破坏，表流向凹岸壅水，底流则从凹岸流向凸岸，形成单向横向环流（图6—2—B、C)。

当水流在前进道路上遇到障碍时，会发生一种与水流方向垂直的螺旋状水流，称涡流（eddy current)。

第二节 地面暂时流水的地质作用

一、片流的地质作用

片流是发育在斜坡表面上的一种面状水流。由于受地面种种因素影响，它实质上是由密集的无数条细小水流构成的。这些细小水流的流速和方向均在不断地变化，没有固定流路，但总的方向是斜坡的倾斜方向。片流的流量和流速均较小，只能对山坡上松散的土层产生较均匀的破坏作用，称洗刷作用（Sheet Wash)。

由于斜坡不同地段的坡度不同，所接受的水量和流速会有差异，故在斜坡不同部位会呈现出不同的洗刷强度（图6—3)。斜坡顶部坡度多数较缓，所汇聚的水量及其流速均较小，堆积在坡顶的风化残积物只有在大雨时才会被雨滴冲击而呈悬浮状态被片流搬运。大雨时的这种作用称溅蚀(rain erosion)。据计算一场暴雨可使每平方米有25kg的土壤受扰动。斜坡的中上部地形坡度逐渐变陡，水流可在较洼处聚集形成网状水流，这种片流在网脉上的流量和流速有显著增加，因而其活力也显著增大，可洗刷掉坡上的大量松散物质，甚至可把坡面切割成不规则的浅槽，使基岩裸露，为斜坡进一步遭受风化剥蚀创造条件（图6—4)。斜坡的下部通常较缓，片流活力减小，被片流携带的碎屑物会堆积下来形成坡积物（diluvial)。坡积物分布于山坡下部，围绕坡麓披盖，形如衣裙状，称为坡积裙（talus fan)。

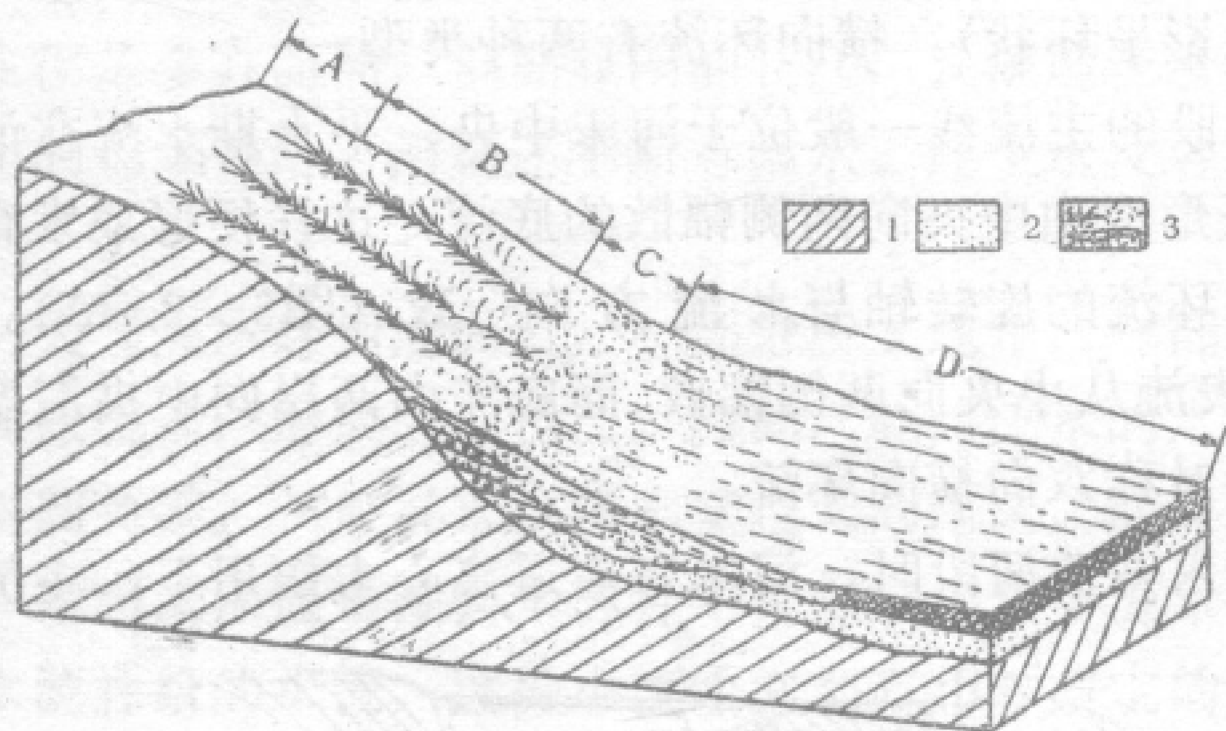


图 6—3 洗刷作用强度在斜坡上的分布
（据E.B.桑采尔改编）
A—弱洗刷带；B—强洗刷带；C.D—堆积带

坡积物成分和组成斜坡基岩的成分大体一致，一般以细粒的砂、粉砂和粘土为主，当坡度大时其间可夹带较粗大的石块。由于片流搬运碎屑的距离不远，所以其磨圆度差，分选性也不好。由于片流流量的变化，碎屑颗粒的粒径大小，数量的多少以及搬运距离等都会发生相应的变化，因而在坡积物的剖面上常见粗碎屑组成的透镜状层理顺斜坡展布。

片流洗刷作用的强度，主要受降雨量和降雨强度、斜坡坡度、组成斜坡的岩性以及植被的发育情况等因素的影响，通常降雨量（特别是单位时间内降雨量）愈大时，对斜坡的洗刷作用也愈强烈。我国的黄土高原，因植被稀少，土质松散降雨时间较集中，因而洗刷作用显得十分强烈，常造成沟壑纵横的恶劣地形。



图 6—4 斜坡上的洗刷槽沟

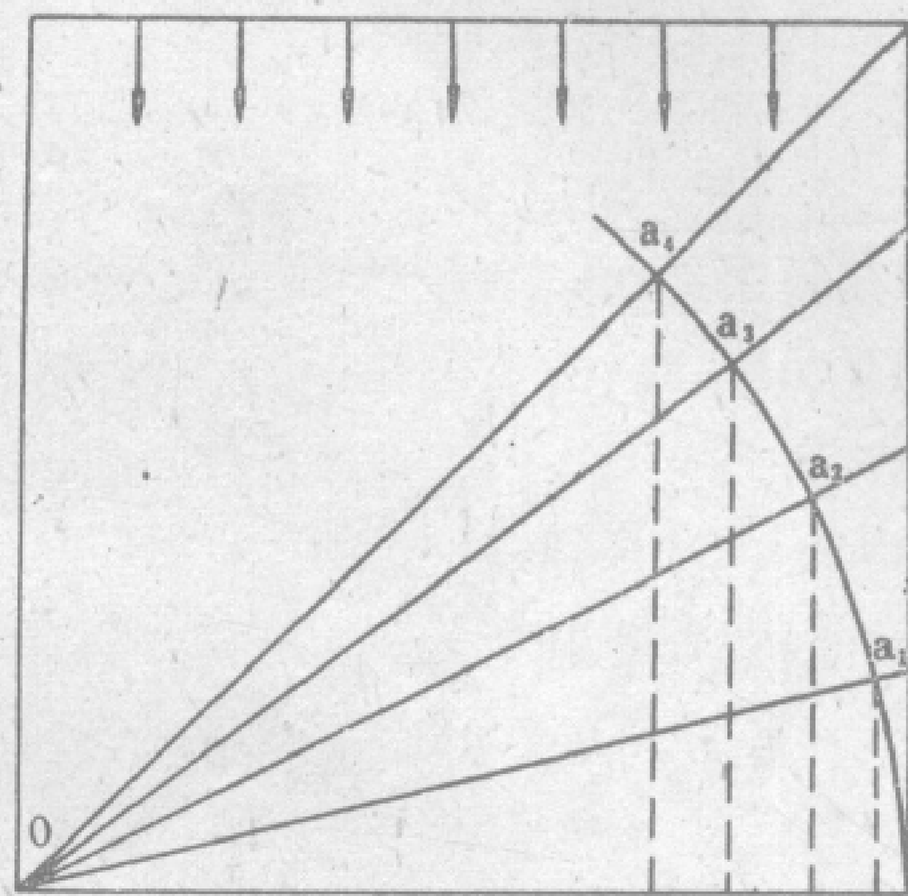


图 6—5 受水面积与斜坡坡度的关系

斜线示不同坡度坡面；下方横坐标长度示浸水面积

通常斜坡坡度愈陡，洗刷作用愈强，但当坡度过陡，因斜坡上受水面积减少，反而会使洗刷作用减弱（图6—5）。据实地观察，在坡度40°时，片流时斜坡的洗刷作用最强烈。

二、洪流的地质作用

洪流挟带泥沙、石块沿沟谷流动，可对沿途沟壁和沟底岩石进行侵蚀，洪流侵蚀对地面的破坏比片流要强得多，尤其是在干旱和半干旱地带，这种作用尤为显著。如我国西北及华北的一些地区，洪流造成的水土流失极为严重，对农业、交通等危害甚大。据测算，陕北延河流域，平均年侵蚀量约为10000t/km^2,相当于流域内地面年平均降低6mm。

当片流在斜坡较洼处汇聚时，会形成较大的水流，它具有较大的冲蚀能力，可把斜坡切割成形态不固定的平行浅槽，称细沟（rill）。细沟形成后，水流集中并强烈冲蚀沟底，使沟底纵剖面与斜坡形态逐渐不一致。由于洪流的侵蚀和沟壁的崩塌，会形成有清晰的沟缘和较陡沟壁的冲沟（gully）。在较陡的斜坡上，常发育平行排列的冲沟组（图6—6),在平缓的坡地上，则构成树枝状的冲沟系（gully system）。由于冲沟内不断发生冲蚀和堆积的结果，最后可形成宽而浅的勺状沟。此时，洪流的水量已不足以充满冲沟，沟内被碎屑物填塞，沟底长满植物，致使冲蚀作用停止，形成死冲沟或称坳谷（clough)(图6—7)。如洪流下切到地下水层时，地下水会不断补给冲沟，这时冲沟就转变为具有常年流水的小溪。

由于洪流的流量和流速都较大，因而具有较大的搬运能力。洪流所搬运的大量碎屑物流出沟口后，因地形开阔，水流分散，流速骤然减弱，洪流的活力急剧降低，会使碎屑物迅速堆积下来，形成洪积物（proluvium）。因流速是从沟口向外渐次降低的，故洪积物的粒径从沟口向外逐渐由粗变细。洪积物从沟口向山外堆积成倾斜的扇形，称为洪积扇（proluvial fan）（图6—8）。

洪积物在搬运途中因不断与沟壁和沟底发生撞击和摩擦，使其中的粗大碎屑物遭到磨损，因而具一定的磨圆度。洪积物的分选性虽较差，但因从沟口向外，洪流的活力是逐渐减小的，因此可以依次堆积粗大砾石、砂和粘土物质，粒径的分布有从沟口到洪积扇边缘呈带状分布的特点。其中粗大砾石的扁平面往往向沟口方向倾斜，呈叠瓦状排列，其间充

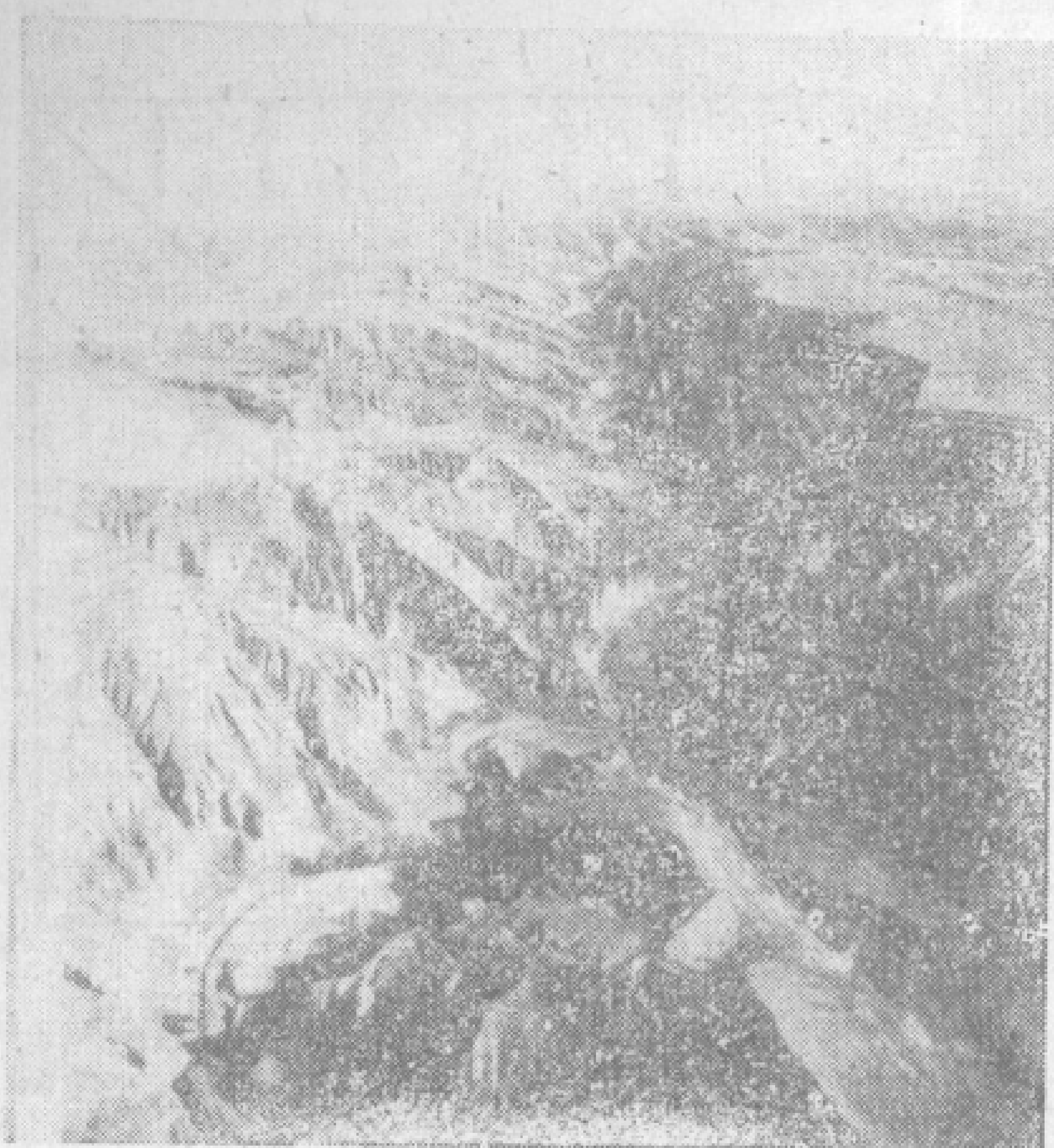


图 6—6　黄土侵蚀沟

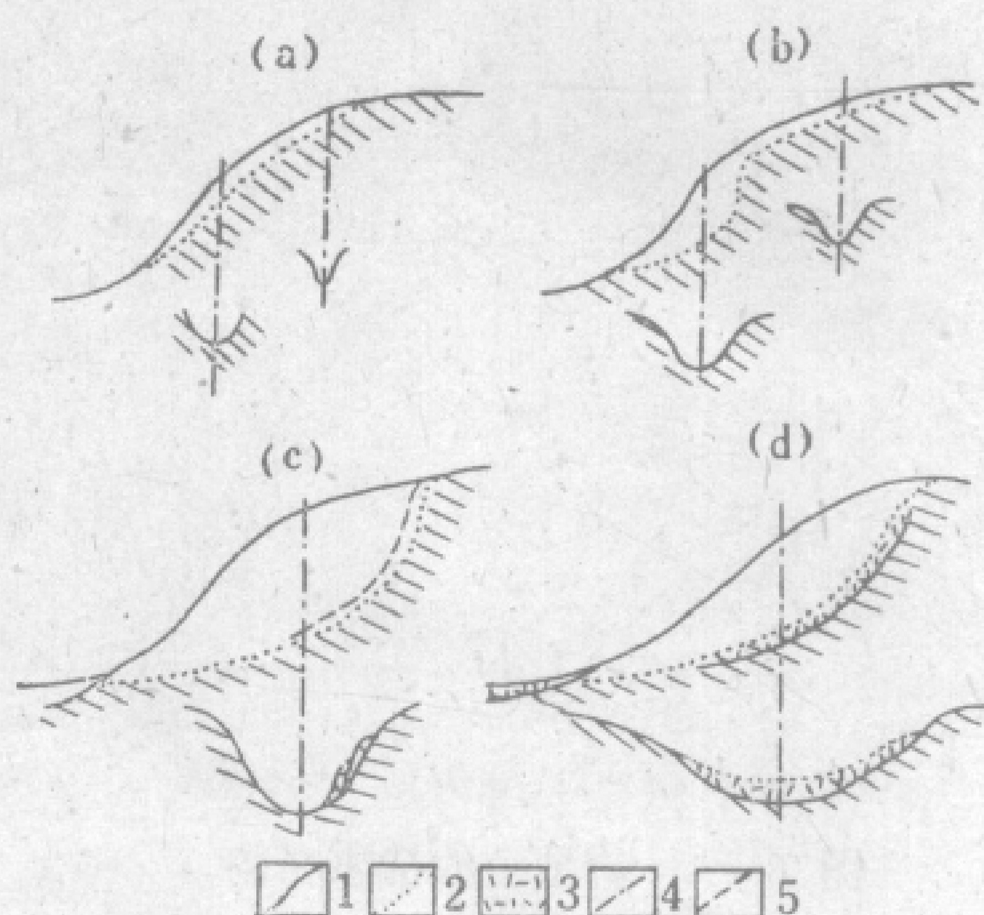


图 6—7　侵蚀沟的发展

a—细沟；b、c—冲沟；d—坳谷。
1—地形坡度线；2—冲沟底形态；3—堆积物；
4—剖面线；5—不稳定的暂时性堆积

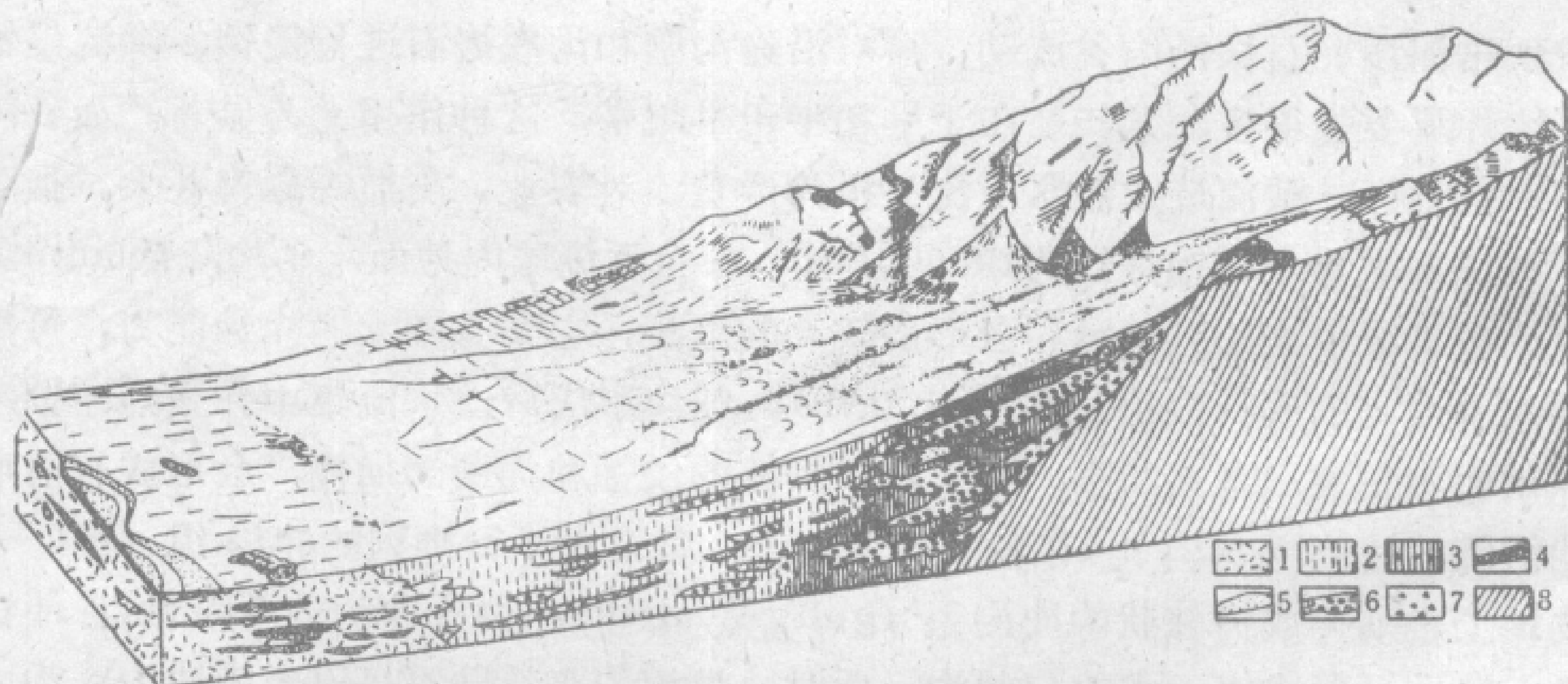


图 6—8　洪积扇的结构示意图

1—粘土及亚粘土；2—亚砂土；3—含砾粘土、砂土；4—泥炭沼泽土；5—砂透镜体；6—砾石透镜体；7—坡积碎石；8—基岩

填着细粒碎屑物。在垂直剖面上，粗大砾石和细粒的亚砂土、粘土层，常呈不同规模的透镜体分布。近沟口的洪积物因多由粗大砂、砾组成，故透水性好，常形成良好的储水层；洪积扇边缘堆积的亚粘土和粘土等细粒物质的透水性较差，阻碍了地下水的流动，故在此处常有泉水流出。

第三节　河　流　概　述

河流是陆地表面有固定水道的常年水流，是地面流水的主体部分，在改造陆地面貌过程中占着主要位置。

一、河谷和水系

（一）河谷

被流水所开凿和改造的线状谷地称河谷（river valley）。河谷的形态特征往往可以反映河流发展的阶段；同时，河谷形态又受河流流经地段的岩性、地质构造和构造运动等因素的控制。

河谷两侧的斜坡称谷坡（valley wall）；由谷坡所限定的平坦部分，称谷底（valley bottom）；谷底中常有水流的部分，称河床（或河槽）（stream bed）；通常把谷坡、谷底和河床称为河谷的形态要素（图6—9）。

（二）水系

水系（drainage system）是指由主流和注入它的所有支流共同组成的地面水流网。相邻两个水系的分界是分水岭（water divide），它一般由山岭或高地构成（图6—10）。一个水系可分为支流汇聚区、干流运输区、散流堆积区三个部分。支流汇聚区一般在水系上游，是大小支流携带碎屑物汇聚注入主流的地区，该地区以侵蚀作用为主；干流运输区一般位于水系中部，该地区以搬运作用为主；散流堆积区位于水系末端，流水携带的大部分碎屑物在该区堆积。

较大的河流从源头到河口，据水系的分区、河谷地形和水文状况的变化，划分为上游、中游、下游和河口区等几个河段。如长江，通常把四川宜宾以上称为上游；江西湖口以上河段称中游；湖口至江苏镇江为下游；镇江以下称河口区。

水系在平面图上的几何形态常反映流域内的岩性、地貌、地质构造等特征，它是研究流域内地质构造、构造运动等的重要标志。主要的水系类型有树枝状水系、格子状水系、放射状水系、平行状水系和羽毛状水系等。

河流的纵剖面多呈中间下凹形曲线，即从上游向下游其河底高度是渐次降低的。至于

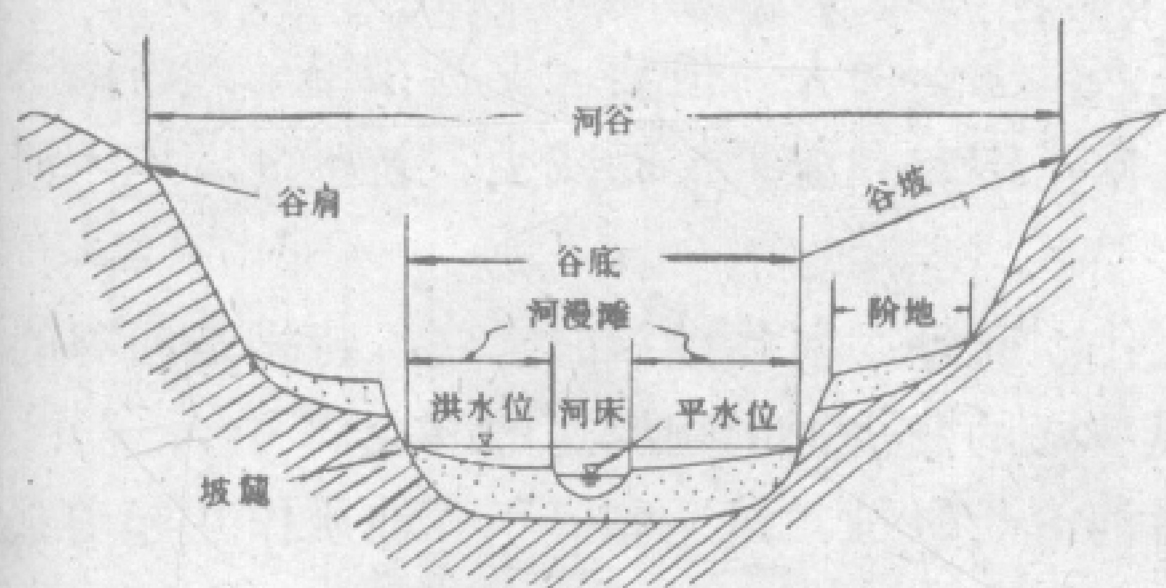


图 6—9　河谷的形态要素

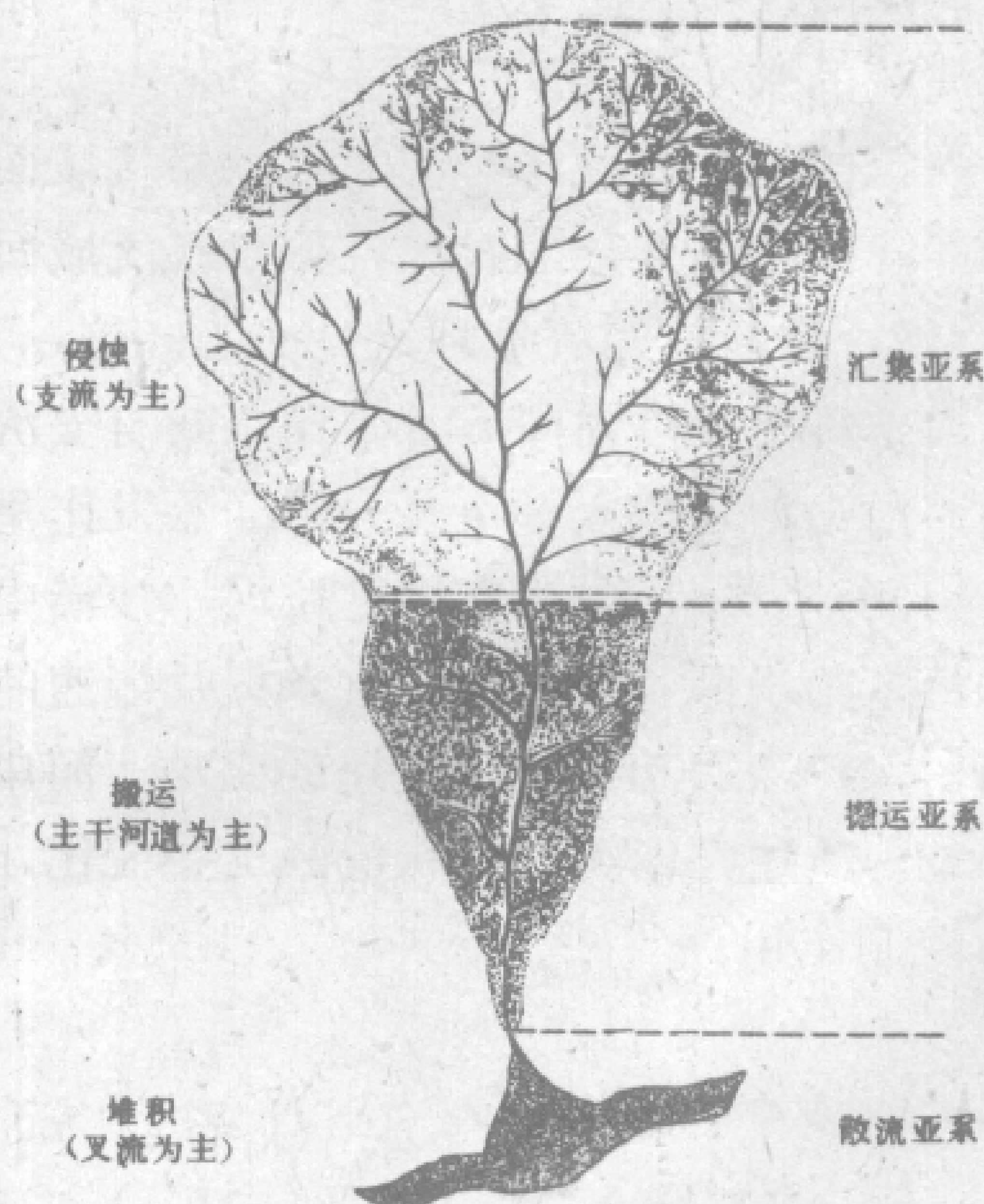


图 6—10　水系构成理想图

河谷宽窄的变化，则多与河流流经地段的岩石性质和岩层产状有关。我国著名的长江三峡就是一典型实例，它西起四川奉节的白帝城，东至湖北宜昌的南津关，全长在200km以上，由瞿塘峡、巫峡、西陵峡三个险峻的峡谷地段构成，其中以瞿塘峡的夔门最窄，江面宽度不足100m，宛如两扇大门欲锁奔腾东去的江水，十分险峻。根据实地观察，峡谷河段由坚硬的石灰岩组成，江水切穿岩层，形成绝壁悬崖连绵的险峻河段，峡谷间的开阔河段主要由较易侵蚀的页岩、砂岩和花岗岩等组成（图6—11）。

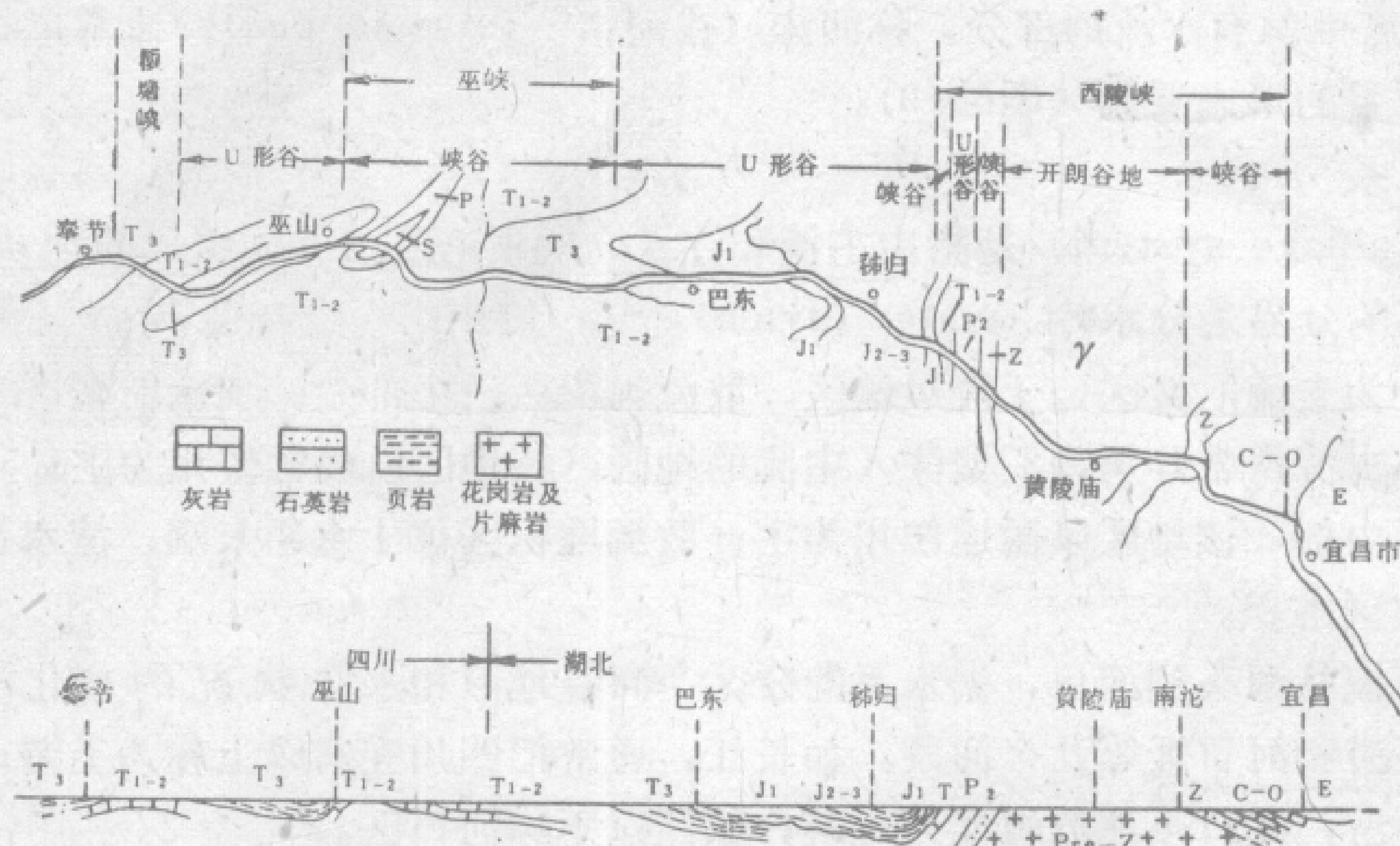


图 6—11　长江三峡河谷形态与岩性构造关系

二、河流的水文状况

河流的流量、流速及水位等的变化，称为河流的水文状况。显然，河流的活力主要取决于河流的水文状况。

河流的流量一般与河流的水源及流域面积有关。以降雨为主要水源的河流，其流量取决于年降雨量及其分配状况。如长江流域面积（1705400km²）为黄河流域（687900km²）的2.4倍，但长江的流量却是黄河的20倍，其主要原因是长江流域的年降雨量大。

通常河流流量因向下游方向不断有支流汇入而逐渐增大。但某些发育在干旱地带的河流则因沿途河水渗入地下及强烈的蒸发作用，向下游方向流量反而减少。新疆的塔里木河就是一例，它最后消失在塔克拉玛干沙漠中。

流量的增减直接影响河水水位及流速的变化。此外，河谷地形的变化，特别是河谷的宽窄变化，会引起水位和流速的变动。河床纵坡降的变化则影响流速的改变。

如前所述，河流水文状况的这些变化，对河流的侵蚀、搬运和沉积等地质作用起着重要的控制作用。

第四节　河流的侵蚀作用

河流的侵蚀作用（erosion）以机械侵蚀作用为主，它包括水流的冲蚀作用及其所携带

碎屑物的磨蚀作用。化学溶蚀作用占次要地位，只有在流经由可溶性岩石组成的河段，才表现得较明显。

按照侵蚀作用的方向，河流侵蚀作用分为下蚀作用（vertical erosion）和侧蚀作用（lateral erosion）两类。

一、下 蚀 作 用

河水及其携带的碎屑物对河床底部产生破坏，从而使河床降低、加深河谷的作用称为下蚀作用。

河流下蚀作用的强度是由多种因素决定的，其中最主要的因素是流速，组成河床的岩石性质及流水中的含沙量也有影响。在各种条件大致相同的条件下，流速愈大，流水的冲蚀和磨蚀能力愈强，下蚀作用强度也就愈大。

通常河流的上游和山区河流，因河流纵比降大，流速大，河水向下侵蚀河谷的能力较强，故河谷加深的速度大于拓宽的速度，形成谷坡高度远大于谷底宽度的深谷，其横剖面呈“V”形，故称“V”形谷。在条件适当时可形成谷坡陡峭的峡谷。著名的长江三峡及长江上游金沙江的虎跳峡（图6—12）就是河水侵蚀作用形成的峡谷。虎跳峡江面最窄处仅40—60m；最陡的谷坡坡度达70°；峡谷深达3000m；在短短16km的河段水面落差竟达200m。据研究，金沙江河谷近一百万年以来，已加深了1200m以上，平均每年约加深1mm。

在河流纵比降较小或河谷较开阔河段的下蚀作用较弱，相反，其侧蚀作用相对较强，可形成另一种类型的河谷形态。



图 6—12 虎跳峡V形河谷
（摄 新华社）



图 6—13 贵州黄果树大瀑布

由于组成河床的岩石软硬不均，河流下切作用的速度也有差异，因而造成谷底在纵向上常呈阶梯状。一般由坚硬岩石组成的谷底，因抗侵蚀能力强常突起形成陡坎。河流纵剖面上缓坡段与陡坡段的突然转折处称为裂点（knick point）。若造成流水明显的跌水现象则称为瀑布（water fall），如陡坎高差较小，只形成水流湍急的河段称为急流（rapids）。瀑布和急流的陡坎有时也可以由断层、火山作用或冰川作用等原因形成。

瀑布地段河水从陡坎携带着碎屑物跌落，猛烈冲击陡坎下河底和陡壁底部的岩石，经过较长时间的冲击，陡壁底部被侵蚀成壁龛状，使其上部的岩石悬空，最后在重力作用下，陡壁垮落，并使瀑布后退。

我国最大的瀑布是贵州省北盘江支流白水河上的黄果树大瀑布（图6—13），江水从宽20m，高57m的悬崖上飞泻而下，展现了“飞流直下三千尺，疑是银河落九天”的景色。瀑布后壁有深20m的壁龛，与瀑布构成奇妙的“水帘洞”景色。位于晋陕交界处的黄河壶口瀑布则从宽30—50m，落差达15—20m的悬崖下跌，据测定壶口瀑布以5cm/a的速度后退。位于美国、加拿大两国边境的尼亚加拉瀑布（落差52m）则以130cm/a的速度向上游方向后退（图6—14）。

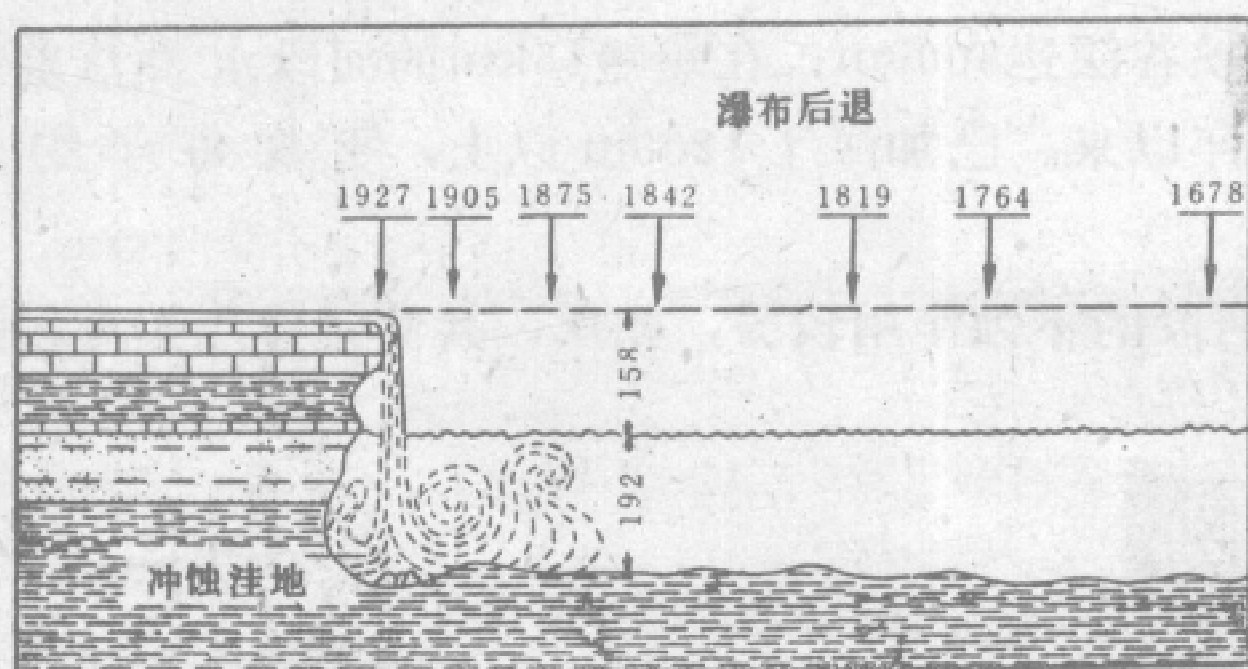


图 6—14　北美尼亚加拉瀑布后退示意图
（据 Gilbert）

急流则多发育于峡谷地段，如长江三峡中的西陵峡（图6—15），素以滩多流急而著称，该河段的岩性主要为花岗岩、石灰岩等坚硬岩石，河谷内多礁石，河谷纵剖面落差较大，水流湍急，因而形成急流河段。急流也有向上游方向发展的特点，并随着向上游发展而逐渐消失。

从瀑布后退和急流向上游发展并逐渐消失的现象可以发现，下蚀作用在加深河谷的同时，还有向源头方向发展的趋势，这种向源头使河流延伸的侵蚀作用称向源侵蚀作用（retrogressive erosion）。河流的源头部分大都存在跌水地段，该处下切力最强。与瀑布急流后退的现象类似，河流形成后，因向源侵蚀作用，河谷不断向源头方向延伸，直至分水岭。

河流的下蚀作用不断使河床降低，但并不是无止境的。当下切作用到达一定深度，即河水面趋近于其注入水体的水面时，河水不再具有位能，流动趋近停止，活力趋近零，下切作用也近于停止了。河流注入的水体水面可认为是下蚀作用的极限，称为河流的侵蚀基准面（base level of erosion）。一般把海平面看作入海河流的侵蚀基准面。当支流注入主流时，主流河面便是支流的侵蚀基准面。一些阶梯状的河床，每一个阶梯平台可以认为是其上游河段的侵蚀基准面。

当河流的侵蚀基准面位置稳定不变时，因下蚀（向源侵蚀）作用的长期进行，河床纵坡降会逐渐减小，因而河流活力也逐渐减弱，当河流下蚀作用进行到某一阶段，河流的活力仅能克服其负载时，河流的下蚀作用和堆积作用将达到平衡状态，这时河流的纵剖面称为河流的平衡剖面（profile of equilibrium）。显然，由于各种自然因素是经常变化的，

河流地质作用是难以达到动态平衡的，因而平衡剖面只是一个理想剖面。在理想状态下，河流平衡剖面的形态是一条下凹形的圆滑曲线，其上游较陡，下游较平缓并趋向于河流的侵蚀基准面。现代许多大河中、下游河段的纵剖面形态，从宏观来看，也是呈现为下凹形曲线的。例如长江的河床纵剖面形态总体看来也是一条下凹形曲线（图6—16），但其中有些地段河床底甚至低于海平面。这与局部的岩性特征及流速加大促使下切作用的加强有关。



图 6—15 长江西陵峡崆岭险滩

平衡剖面虽然是个理想的剖面，但对研究河流的下蚀作用，尤其是向源侵蚀作用是有重要意义的，对研究河流纵剖面的演化过程以及各种影响因素（包括由人类兴建水利工程等引起的）有重要的指导作用。

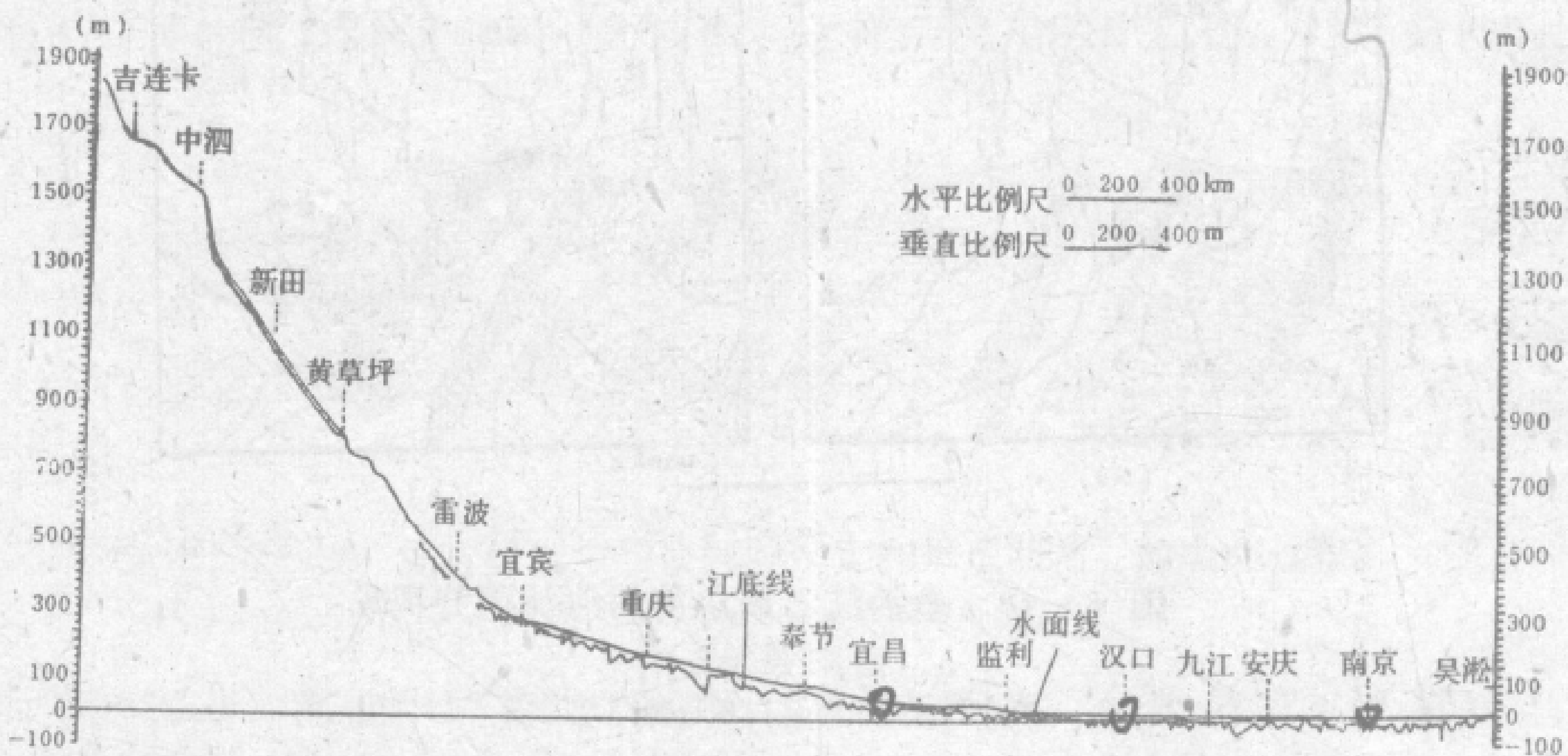


图 6—16 长江的河床纵剖面

假如因地壳运动或其它原因使河流的侵蚀基准面（如河流注入的水体的水面或阶梯状河谷的某一平台面）下降时，下切作用和向源侵蚀作用将会加强，结果是使河谷加深和向源头方向伸长；而当侵蚀基准面上升时，会引起基准面以上河段发生回水，直接减弱河流的下蚀作用，甚至转变为以沉积作用为主。

河流的向源侵蚀作用，使河谷不断向源头发展，加长河谷，直到分水岭。若分水岭另一侧的河流的侵蚀基准面较低，侵蚀能力较强（或岩石较易于侵蚀）时，其河谷可抢先发展到分水岭，在风化、片流和洪流的共同破坏和作用下，迫使分水岭向另一侧转移。最后，侵蚀能力较强的水系可以把另一侧侵蚀能力较弱的水系上游或其支流袭夺过来。这种现象叫做河流的袭夺（river capture）（图6—17）。

当河流袭夺现象发生后，被袭夺河的上游或支流以急转弯的形式流入新的水系，袭夺处的这个急转弯称袭夺弯（elbow of caplure）。我国长江上游金沙江在云南石鼓的急弯

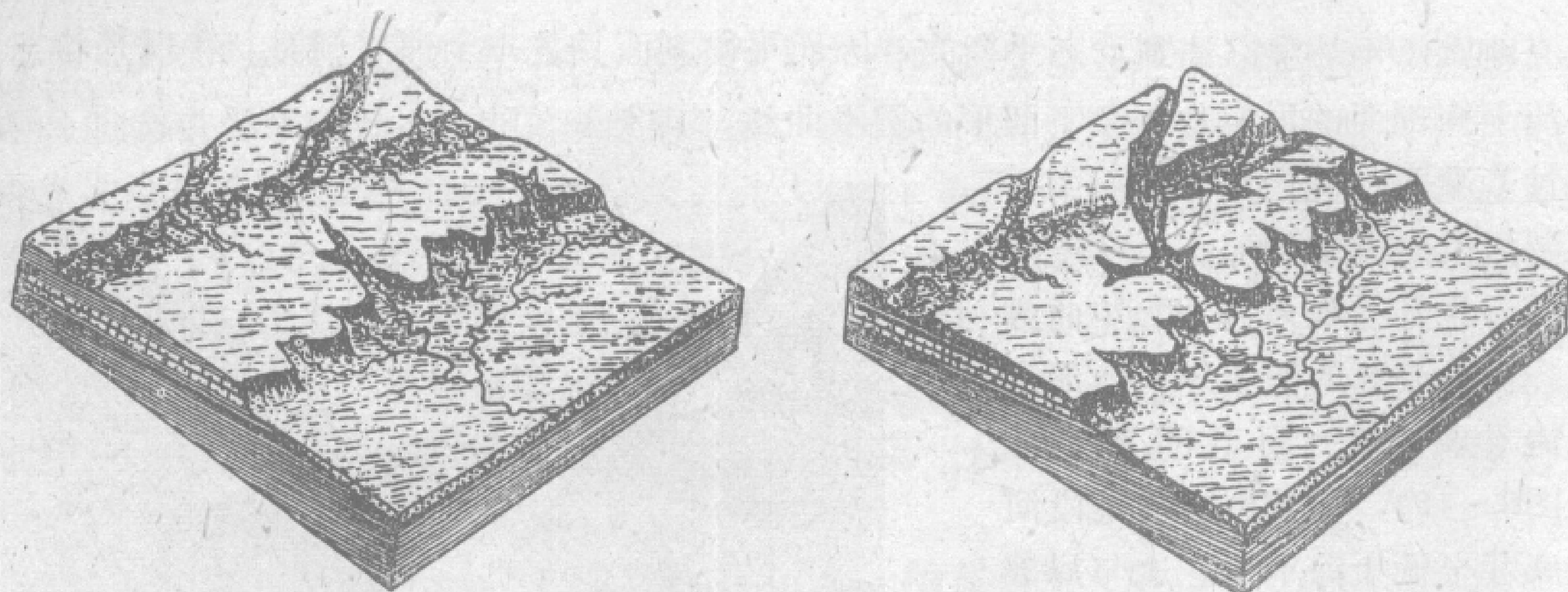


图 6—17 河流袭夺示意图

（据 R. Kittner）

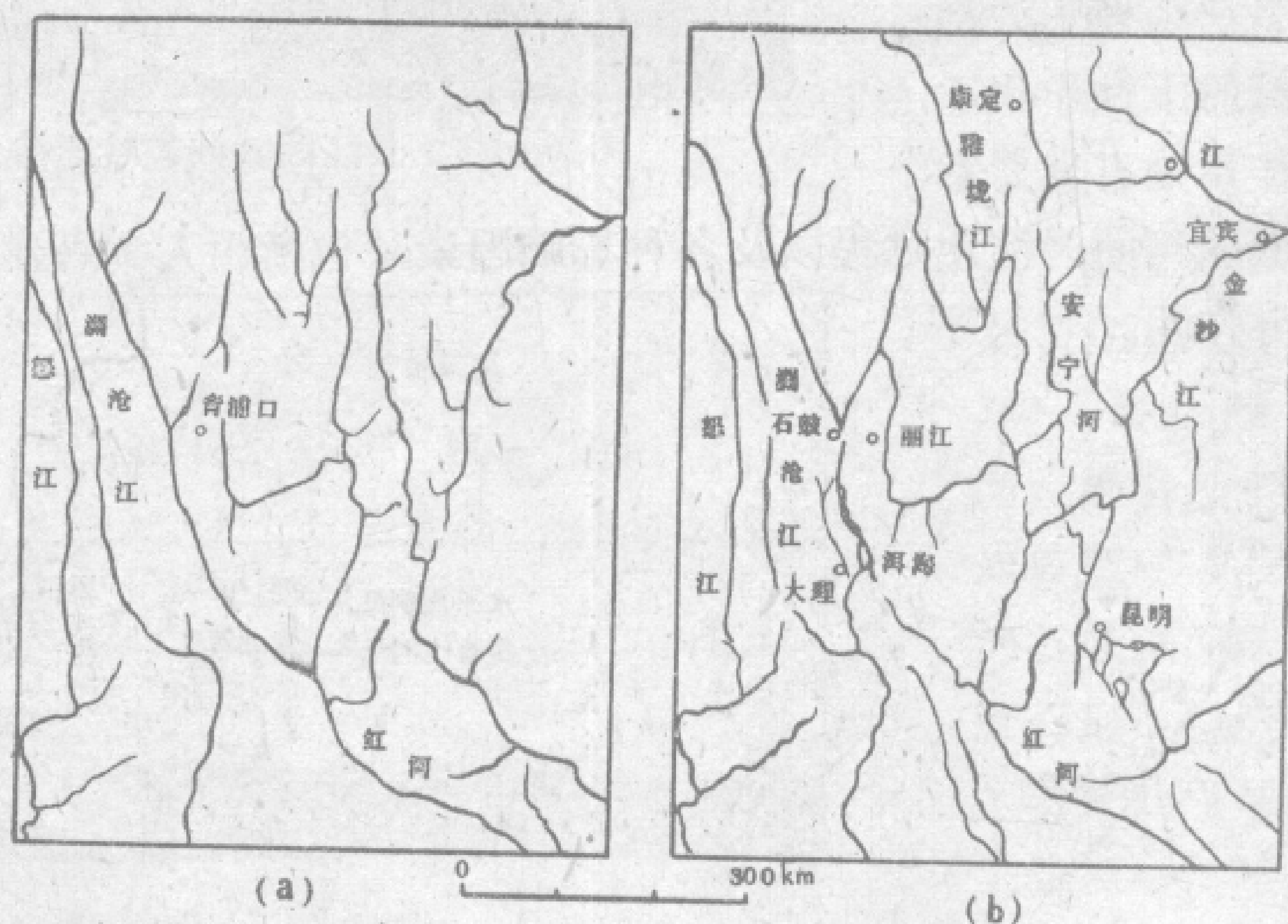


图 6—18 金沙江石鼓急湾的河流袭夺现象

（据 任美锷资料）

A—袭夺前水系；B—袭夺后水系

（图6—18）[1]，就可能是一个袭夺弯。被袭夺的河流称断头河（beheaded river），它的水量大减，甚至会出现干谷河段。

二、侧 蚀 作 用

河水及其携带的碎屑物对河床两侧或河谷谷坡的破坏作用称侧蚀作用。侧蚀作用的结果是使河谷展宽，使河床变弯曲。在河流的任一河段其下蚀作用和侧蚀作用都是同时进行的，但在河流纵比降较小的弯道河段中侧蚀作用占主要地位。这是由于弯道河段流水的惯性离心力，使主流线偏移并发生单向横向环流的结果。

河水进入弯道河段后，水流受惯性离心力的影响，其主流线逐渐向凹岸偏移，至河弯顶部，主流线已紧靠凹岸，使弯顶的凹岸受流水的强烈冲蚀。经过反复冲蚀，使凹岸壁底部

[1] 也有人认为石鼓急弯（号称万里长江第一弯）并非长江袭夺红河上游所致，金沙江在石鼓以上自西北向东南流，从石鼓附近突然以锐角折向东北，被认为是长江河道受北北西和北北东两条断裂控制的原因。

被掏空并发生崩坍而向后退。实际上，主流线的偏移还与河水水位变化有关，在平水期弯道主流线紧靠凹岸，但在洪水期则略向河道中心移动。水流的主要冲击点（称顶冲）则与流量的变化存在密切关系，低水位时，顶冲位于弯顶稍靠上的部位，高水位时，顶冲位置会向下游偏移，发生在弯顶以下。导致流水对弯顶的冲刷位置发生周期性的移动。

与此同时，弯道水流在其惯性离心力作用下产生单向横向环流。单向环流的表流对凹岸进行侵蚀，底流则把破坏下的碎屑物带向凸岸。据长江水利水电科学院在长江中游下荆江河段来家铺河弯实测资料证明，单向环流横向分速最大值位于弯顶的凹岸，因水流冲刷方向是其横向分速（其方向接近环流的表流方向）和纵向分速（其方向接近主流线方向）的合成方向，而且前者仅为后者的1/15。所以，弯道单向环流对凹岸的冲刷方向是指向弯顶斜前方的。另据实测资料，凹岸与凸岸横比降最大的地段也出现在弯顶略偏下方部位。

由于单向环流、主流线的偏移，弯顶附近的凹岸受到强烈的冲蚀使岸脚被掏空并导致岸壁塌落、后退。与此同时，环流还将部分较细的碎屑物带至凸岸沉积，使凸岸不断前伸，致使河谷或河床愈来愈弯曲。在上述作用下使河床产生的连续弯曲，称为河曲（meander）或曲流。

在河曲中，凹岸发生崩塌、后退等现象最强烈的地方在弯顶和弯顶的下方，与之相对应，凸岸堆积前伸的速度以河弯下方为最大。这样，就在凹岸后退、凸岸前伸的同时，使

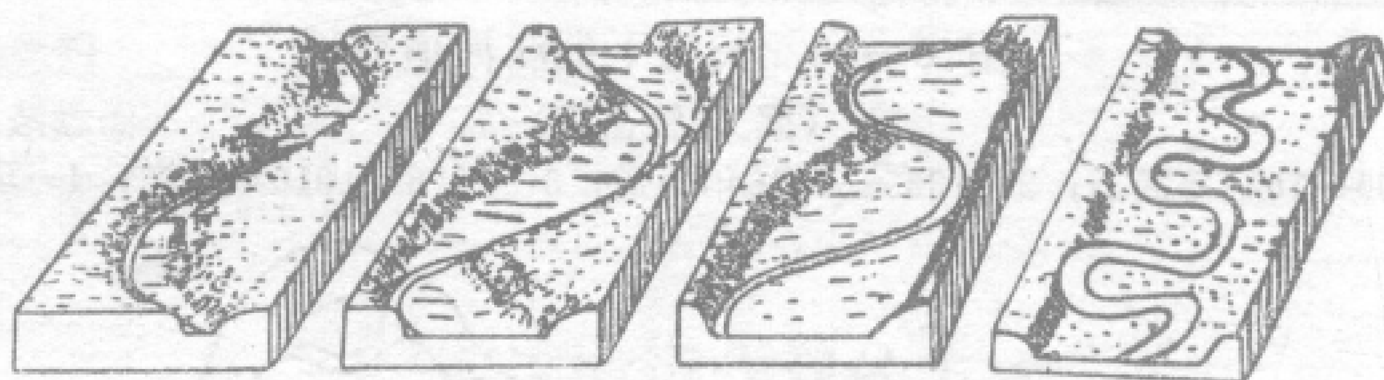


图 6—19 侧方侵蚀作用使河谷加宽和形成河曲、蛇曲的过程
（据 C.R.Long well 稍有补充）

河曲不断向下游移动，河曲中的突出的河嘴，不断被削齐，结果是河谷越来越宽，河床越来越趋向弯曲，最后，河床只在宽阔的谷底上迂回曲折地摆动，水流一般已经不能达到河谷谷坡，河床形态变得极度弯曲，这种极度弯曲的河床称为蛇曲或称自由曲流（free meander）（图6—19）。

蛇曲的出现，代表着河流侧蚀作用已到达晚期，这时，河床只占谷底一小部分。蛇曲的发育，使河流的长度不断增长，河床的纵坡降逐渐减小，河流活力渐渐削弱。但由于组成蛇曲河岸的岩石一般是近期堆积的松散砂粒，尽管河流侧蚀能力微弱，河岸也极易被侵蚀破坏。例如长江下荆江河段，六合浣河弯，从1958年到1971年间，凹岸崩塌后退达3km，平均每年后退200m，而下荆江河段从藕池口到城陵矶，直线距离仅87km，而河道长达239km，共有河弯16个，河床在松散冲积层中自由摆动，形成典型的"九曲回肠"式河道（图6—20）。

随着河弯的弯曲度变大，相邻河弯会愈加靠近，使两个河弯间的陆地形成曲颈状，在洪水期，由于水量突然增加，侵蚀能力也突然增强，水流会冲溃曲颈直接流入下一河弯，这种现象叫河流的截弯取直（cut-off），被遗弃的弯曲河道演变为牛轭湖（ox-bow lake）。

长江下荆江河段在近200年中，自然截弯取直并形成牛轭湖的地段达10余处。荆江河段的六合垸河弯在1972年7月19日发生的冲溃曲颈，河道取直是该河段最近一次的自然截弯取直现象（图6—21），截弯发生后由于该段坡降较大江水迅速拓宽新河道，一个月以后，江面已宽达1km，成为长江主航道，同年8月22日，新河道即正式通航，使原来二十多公里的航程缩短到不足1km。根据下荆江河道特性和防洪、航运的需要，解放后，国家在下荆江河段，对中洲子、上车湾等河弯实施了人工裁弯取直工程，大大缩短了长江的航程，同时也对防洪起了积极作用。

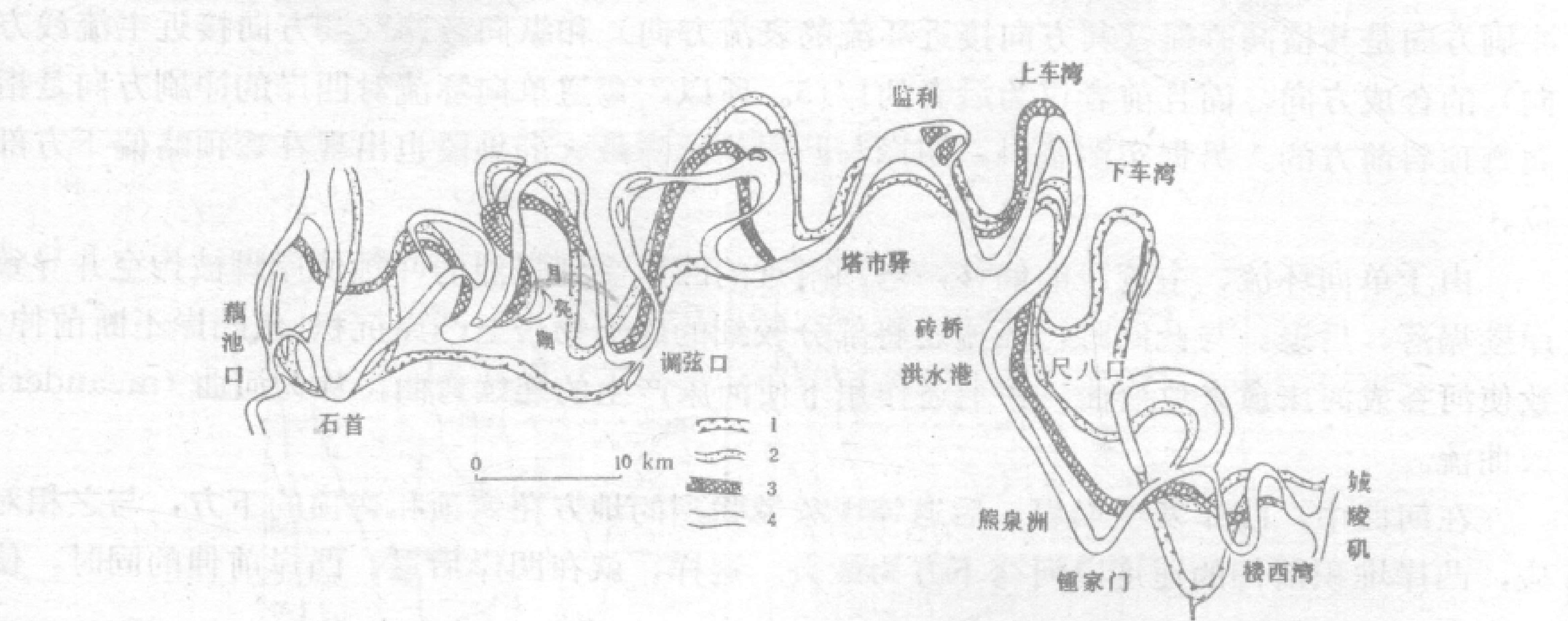


图 6—20 长江下荆江河道变迁

（据 陈钦峦等）

1—1490—1644年河道；2—1835—1876年河道；3—1876—1910年河道；4—现代河道

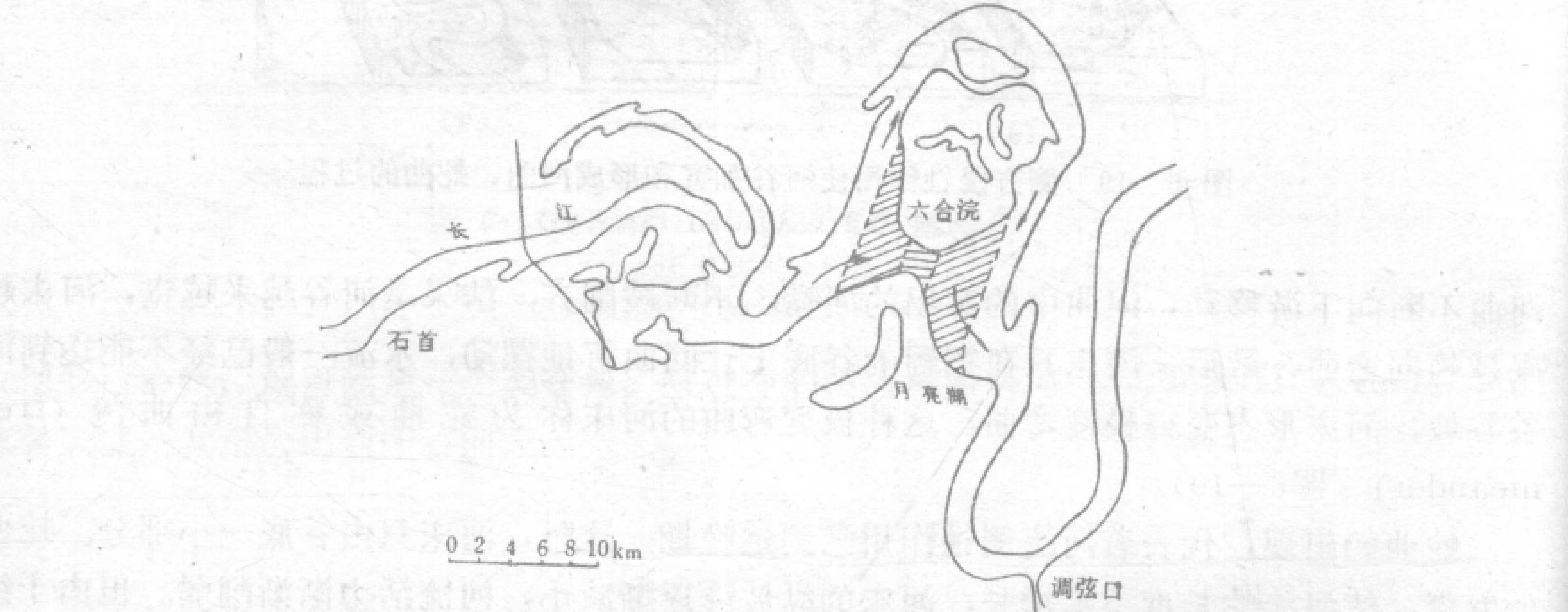


图 6—21 下荆江六合垸截弯取直示意图

（引自华中师范学院）

斜线表示1958—1971年凹岸后退部分；横线表示1972年7月19日曲颈冲溃部分

第五节 河流的搬运作用

河流拥有巨大的搬运能力，能把地面流水及其它地质营力破坏地表所产生的大量碎屑物质和化学溶解物质不停地输送到洼地、湖泊和海洋。长江每年通过大通站的平均输沙量

为5.02×10^8t，通过湖北宜昌站的平均年输砂量达5.28×10^8t，黄河每年通过陕县的平均输沙量达15.93×10^8t，黄河每年搬运入海的泥沙量约12×10^8t，使其下游河床每年平均抬高约10cm，河口每年向海延伸约3km（见表6—1）。如果把黄河每年入海泥沙在地球表面筑成1m高1m宽的长堤，则可以绕地球赤道三十多圈。

表 6—1 我国主要河流的搬运量

河名	集水面积 (10^9km^2)	年径流量 (10^8m^2)	平均流量 (m^3/s)	含沙量 (kg/m^3)	年输沙量 (10^8t)	年溶解质径流量 10^8t	三角洲面积 (10^4km^2)
黄河	68.79	1260	1350	37.7	15.93	0.21	3.63
长江	170.54	6900	25500	0.575	5.28	1.86	5.18
珠江	32.97	3087	6294	0.321	0.83	0.34	2.06
辽河	12.08	165	107	3.60	2.09		
黑龙江	184.30①	3500	2394②	0.157	0.25	0.03	
滦河	4.4	45.5	154	3.96	0.24		
海河	26.5	77.7			0.06		
淮河	12.13		899	0.397	1.308		
闽江	6.08	600	1550	0.135	0.075		
雅鲁藏布江	15.68		1010	0.529	0.166		
塔里木河	4.81		203	4.56	0.291		
格尔木河	1.50		22.2	2.95	0.021		

①包括苏联境内集水面积

②据松花江佳木斯站测数据

（综合《中国自然地理》等有关资料，1984）

一、河流搬运作用的方式

河流的搬运作用按其搬运方式可分为机械搬运和化学搬运两类。

河流对碎屑物质的机械搬运能力和方式主要与流速及碎屑颗粒的大小、形状、比重等有关，在相同流速条件下，不同大小、比重和形状的颗粒，可以不同的方式进行搬运。河流对可溶性物质的化学搬运，则主要与区域气候条件、可溶性物质的溶解度以及其在河水中的存在状态等有关。

二、河流对碎屑颗粒的机械搬运方式

河流对碎屑颗粒的机械搬运方式大体有推移、跃移和悬移三种。

1. 推移式　流水对碎屑物产生推力，并使其沿河底滚动或滑动的作用，称推移（traction），被推移的物质，称推移质。只有当水流对颗粒的推力大于所受的摩擦力时，碎屑颗粒才会在河底发生移动。对性质相同但粒径不等的球形碎屑颗粒，它承受水流的推力与颗粒的半径平方成正比（因与颗粒的截面积πr^2成正比）。而碎屑颗粒的质量则与颗粒的体积（πr^3）或半径的立方成正比。对性质不同的颗粒则比重的大小也是重要的影响因素。显然，粗大（或比重大）的颗粒需要较大的推动力才能移动；而细小（或比重小）的颗粒只要较小的推动力就可向前移动。

实际观察表明，多数河流砾石并不是球形的，而是椭球形或长圆形的。它们在流水推

动下，砾石的长轴总是垂直于水流方向，并沿河底向前移动。当水流推动力减小时，这些粗大砾石便以长轴垂直水流方向的状态停积下来。实地观察还发现，河流粗大砾石的最大扁平面的位置多数是向河流上游方向倾斜的，并成紧密的叠瓦状排列，但位于主流线附近的砾石，其长轴方向可平行流向。因此，可利用河流砾石长轴排列的方向和最大扁平面的空间位置，来恢复和判断古代河流的流向。

2．跃移式　河流中的碎屑颗粒，除受水流推动力以外，还受紊动涡流和不同深度水层流速差所产生的上举力的作用。当这种上举力超过碎屑颗粒重量时，碎屑颗粒便离开河底，跃入水中。当这种上举力小于碎屑颗粒的重量时，则碎屑颗粒重新沉落到河底。由于河底的不平和水流速度的脉动性，水流的上举力经常变化不定，致使一些碎屑颗粒时起时落的向前移动，称跃移（saltation）。砂粒级的碎屑颗粒在流水中常以跃移方式搬运。

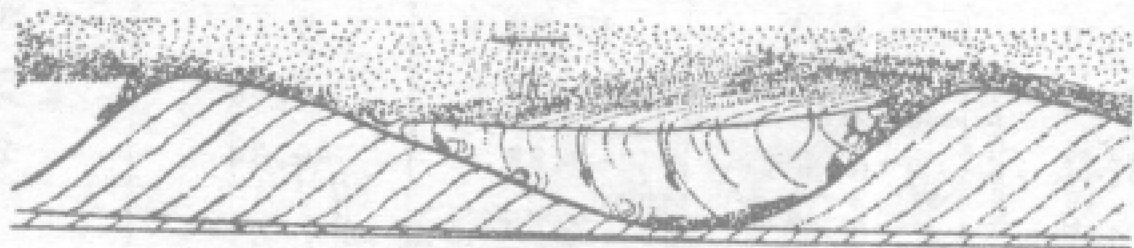


图 6—22　沙波移动示意图
（引自H.E.Reineck，1973）

由于河底的不平和水流的脉动冲刷，使砂粒在床底的堆积呈现出波浪状，称为沙波（sand wave）。河流形成的沙波是不对称的，其迎水流的坡面缓，背水流坡面陡（一般坡度为30°左右）。河底沙波在水流定向作用下向前移动，其中的砂粒是交替地推移和跃移方式向前运动的。

沙波的迎水面下部受流水推动，砂粒沿坡向上滚动，当越过沙波顶峰以后，大部分砂粒在重力作用下，落到背流坡上。由于沙波波谷中水平旋涡的作用，落到背流坡上的砂粒，可被推上背流坡上部堆积，直至其堆积坡度超过水下砂粒的自然休止角允许的坡度时为止，砂粒便沿背流坡向下滑落或滚落。部分沿迎流坡移至沙坡谷顶的砂粒，在水流惯性力推动下可跃过坡谷，落在另一沙坡的迎流坡坡脚下，并继续向前运动，沙坡在水流作用下，不断向下游缓慢移动（图6—22）。

当河流水动力条件变化时，沙波可能被水流部分地甚至全部侵蚀掉。在新的水动力条件下，开始新的沙波的移动过程。未被水流侵蚀掉的沙波，会保留原来沙波的背流坡堆积的斜层理（oblique bedding）。斜层理倾向河流的下游，倾斜角约30°。由于河底形态及河水水文状况的变化，斜层理的方向也会发生变化。在研究斜层理时，需细心观察，以便正确确定古代河流的流向和动力状况。

3．悬移式　当碎屑颗粒重量小于水流产生的上举力时，颗粒便可在河水中呈悬浮状态搬运，称悬移（suspension）。实验证明，当颗粒的沉降速度小于水流平均流速的8%时，颗粒就可在水中呈悬浮状态，故决定碎屑颗粒是否呈悬浮状态的主要因素是颗粒大小、形状、比重和水流速度。在相同流速条件下，颗粒小、比重小的颗粒易于悬浮；而颗粒大、比重大的颗粒则不易呈悬浮状态。同时，碎屑颗粒特别是比重小的颗粒，其形状也是影响沉降速度的重要因素，因而也会对其是否呈悬浮状态被搬运起着影响。

据斯托克沉降公式$\left(V=\frac{2}{9}gd^2\cdot\frac{r_1-r_2}{\mu}\right)$[1]，在理想条件下，极细的砂粒在静水中沉降

[1] 斯托克沉降公式中V为颗粒沉降速度（mm/s）r_1为颗粒比重，r_2为介质比重，d为颗粒半径（mm），g为重力加速度（mm/s²），μ为介质粘度（g/mm·s）

30m需2小时，沉降3660m（相当于平均深海底）需10天；而粘土质点沉降30m需要一年时间，沉降3660m，则要100年时间。故可认为，粉沙和粘土级的颗粒在水中可长期悬浮。

相同比重但形态不同的颗粒在水中的沉降速度也有差别，据实验，假定球形颗粒的沉降速度为100，则椭球状者为61—84，立方体为74，长柱状为50，片状颗粒仅为30—38，可见片状颗粒更易于呈悬浮状态。呈悬浮状态移动的碎屑物质称悬移质，是河流搬运的碎屑物中数量最多、分布最广泛的碎屑物。

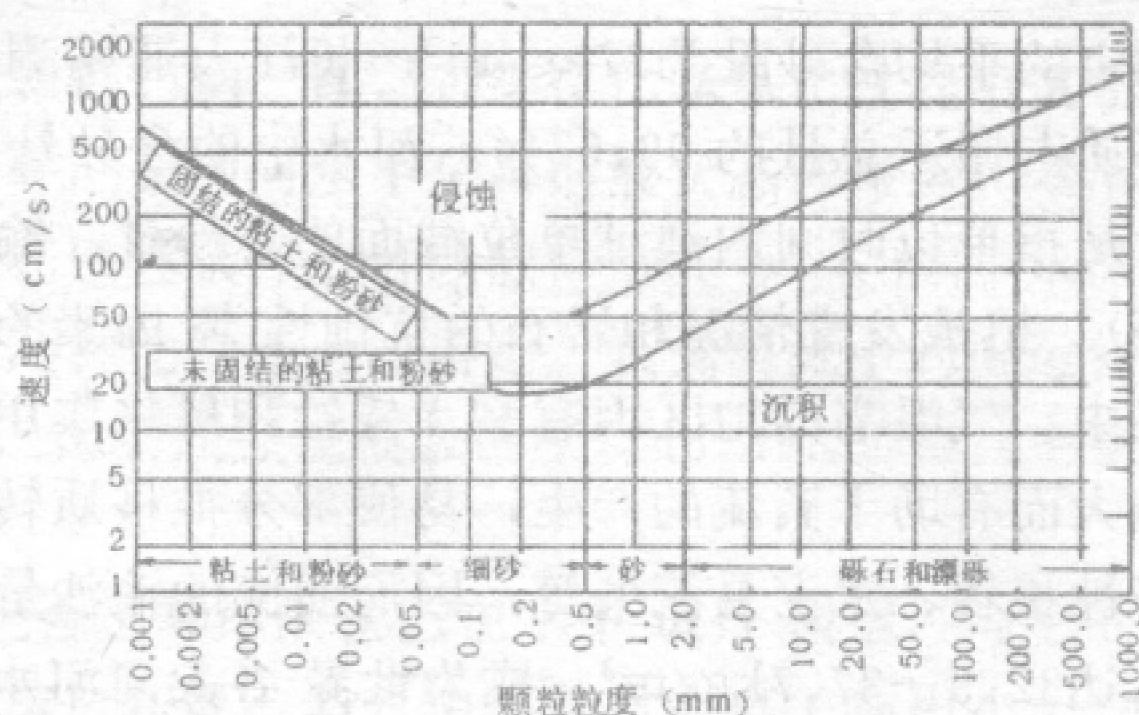


图 6—23　河流碎屑物沉积和起动临界速度图解

（据 A.Sundborg，1965）

流水对碎屑颗粒的搬运能力，取决于水流速度和碎屑颗粒粒径的大小。F.尤尔斯特隆（Hjulstron）对石英颗粒在水深1m的平坦床底上的运动进行了研究，并提出碎屑颗粒的侵蚀、搬运、沉积作用临界速度同颗粒粒径的相关图解（图6—23）。

从图上可以看出，碎屑颗粒的起动速度比连续搬运时所需要的水流速度大，起动流速除克服重量外还要克服颗粒间以及颗粒与床底的吸附作用和摩擦作用的影响。0.05mm—2mm的砂粒级颗粒的起动速度最小，其沉积的临界速度与起动速度间相差较大，说明该砂级的颗粒在流水中呈现出既易动也易沉的特点，故多以跃移式运移。大于2mm粒径的砾级颗粒需要起动速度大，沉积的临界速度也大，二者相差很小，说明砾级颗粒在流水中难于起动，但极易下沉，只能沿床底滚动和滑动。对于小于0.05mm的粉砂、粘土级颗粒，由于颗粒间吸附和摩擦作用，所以起动速度较大，但沉积的临界速度较小，二者相差很大，因而粉砂和粘土颗粒在流水中难于起动，一旦起动，就保持长期悬浮而不下沉的特点。这些极细的颗粒只有在静水盆地或极其平稳的水流中才能缓慢沉降。

在河流搬运过程中，因颗粒不断发生碰撞或与河床摩擦，使颗粒逐渐被磨损，表现为颗粒的圆化和粒径变小，而且随搬运距离的加大，这种现象则愈明显。故可据沉积物中碎屑颗粒的平均粒径和圆化程度来推断其相对搬运的远近。碎屑物被磨圆的程度称磨圆度（roundness）。

随着搬运距离的增加，流水对不稳定矿物（如长石和铁镁矿物等）的破坏和分解作用也会变得明显，稳定矿物（如石英等）会相对增加，实际工作中可以利用这些现象帮助判别碎屑物的搬运距离。

三、河流的机械搬运能力和搬运量

河流的机械搬运能力是指流水能搬运的最大的碎屑物的能力。据水槽试验证明：河流搬运物的粒径平均半径（r）与水流流速（V）的平方成正比（$r \propto V^2$）；搬运物的总重量（G）与流速的六次方成正比（$G \propto V^6$，若碎屑物形状不规则时则为$G \propto V^4$）。也就是说，当流速增加一倍时，能搬运的碎屑物重量将增大64倍。山区河流的流速常较平原区的河流的流速大，洪水期山区河流的流速就更大，其搬运碎屑物的数量和粒径都明显增大。因而在山区河谷中见到的石块粒径可达2—3m，可重达十余吨至数十吨；而发育在平原区河谷中

则极少能发现粒径大于10cm以上的砾石。

河流的机械搬运量可由河水中的含砂量和河流的输砂量来衡量。河流的碎屑搬运物以悬移质为主。单位体积河水中的泥砂含量称含砂量，可通过取样来测定，如黄河在陕县站测定的平均含砂量为37kg/m³；长江大通站测得为 0.54kg/m³。在长江宜昌河段经测定悬移质占搬运总量的 99.57%。河水中的含砂量并有随河水深度而增加的趋势。河水的输沙量是指单位时间内通过单位截面的总沙量。输沙量主要受地形高差、气候（温度、降雨量等）、植被发育情况和岩石的抗蚀性等因素的影响。通常在高差大、降雨量多或降雨时间集中、气温高的地区因有利于侵蚀和风化作用的进行而有较多的碎屑物；且因其水流的流速大而有助于紊流的产生，易使部分推移质转变为悬移质；再加上这种地区植被不发育、岩性松软、水土易流失等，因而河流的输沙量很大。如黄河在流经黄土高原河段的含沙量高达32.9—37.7kg/m³，成为世界各大河河水含沙量之冠，而在流入黄土高原前其含沙量仅为3—6.5kg/m³。长江流域面积为黄河的 2.4倍，但年输沙量仅为黄河的1/3，这是因为长江流域气候潮湿、植被发育，流经地段水土流失程度较黄河小的缘故。

四、碎屑颗粒在搬运过程中的机械分异现象

河流在流动过程中，从上游到下游流速常呈有规律的递减，其搬运能力也相应减弱。因此，粒径大的和比重大的碎屑物一般搬运距离近，而粒径小的和比重小的颗粒则搬运距离远。苏联学者Л.В.普斯托瓦洛夫认为，流水对碎屑颗粒搬运的远近主要决定于颗粒的大小、形状、比重以及流速等因素。并得出碎屑颗粒按粒径大小发生沉积的先后顺序是砾石→砂→粉砂→粘土；按矿物颗粒比重发生沉积的先后次序是金(18.0)→黄铁矿(5.0)→铬铁矿（3.1)→石英(2.7)→石墨(2.16)→琥珀(1.07)。碎屑颗粒按大小、形状、比重依次发生沉积的现象，称机械分异现象（图6—24、6—25)，其分异沉积的程度称分选性。应用碎屑物的机械分异原理，发现比重大的矿物（重矿物）如金、铂、锡石、黑钨矿、独居石等常与粗大的碎屑颗粒混杂在一起堆积，当富集达到工业开采的要求时，则会构成可供开采的砂矿。在古代的沉积岩砂矿中，有含金砾岩型金矿床等，就是例证。

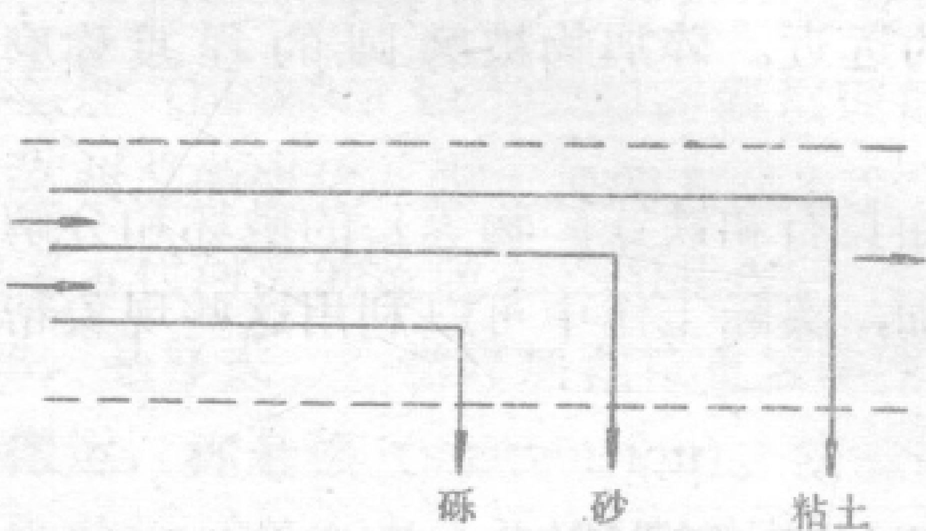


图 6—24 碎屑颗粒按粒度的机械分异图示
（据 普斯托瓦诺夫）

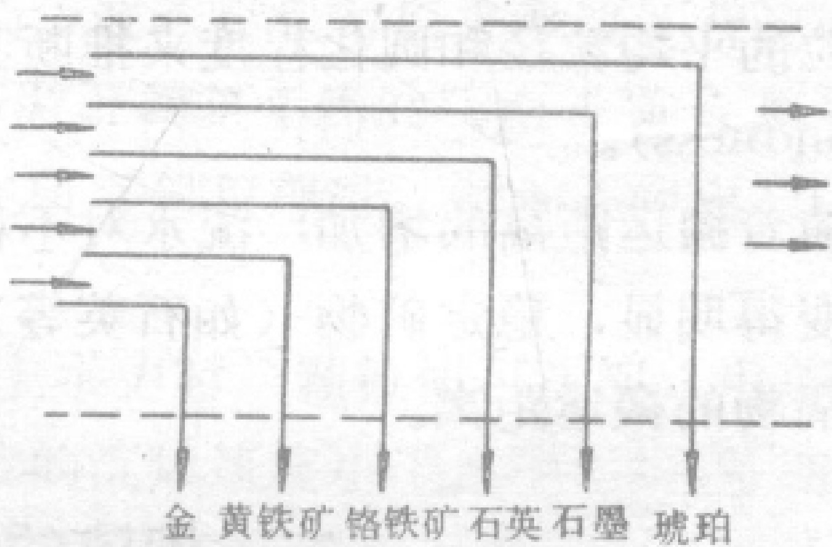


图 6—25 碎屑矿物按比重的机械分异图示
（据 普斯托瓦诺夫）

自然界的河流，由于种种原因，如涡流的存在，河床地形的局部变化，河流流经地段的岩性、构造特征，以及侵蚀基准面的变化等因素的影响，会改变河流的搬运能力，使河流冲积物的粒度分布出现复杂的情况。因此，实际的情况要比上述模式复杂得多。但是，这种机械分异的理论模式，对了解现代沉积物的分布特征和砂矿富集规律，还是具有一定

的实际意义。

五、河流的化学搬运作用

矿物和岩石经过化学风化作用，氯、硫、钙、钠、镁、钾等在化学风化过程中第Ⅰ、Ⅱ迁移序列的元素和化合物首先迁移出来，并汇聚到河水中呈真溶液状态被搬运。难溶的铝、铁、锰、硅、磷等的氧化物和氢氧化物在适当条件下可以胶体溶液状态被河水搬运（图6—26）；河水对可溶性物质的搬运过程，称化学搬运或溶运。我国河流中的溶运物十分丰富，每年溶解质径流量❶为4.23×10^8t，溶解质径流模数❶平均43.89t/km^2。主要大河的年离子径流量见表6—2。

1．真溶液形式的搬运　可溶性物质能否呈真溶液状态在水中进行搬运，与它的溶解度有关。而物质的溶解度大小取决于它的溶度积❷。当水中某物质的离子乘积小于它的溶度积数值时，则不发生沉淀，而以离子状态被搬运。当温度不变动时，其溶度积是一常数。但当溶液中某物质的离子乘积达到其溶度积值时，它便从溶液中析出和发生沉淀。可溶性物质能否被水搬运，除受物质本身的溶度积影响外，流水的化学条件（如流水的温度、压力、Eh值和pH值以及CO_2的含量等因素）也对物质的溶解度产生影响。

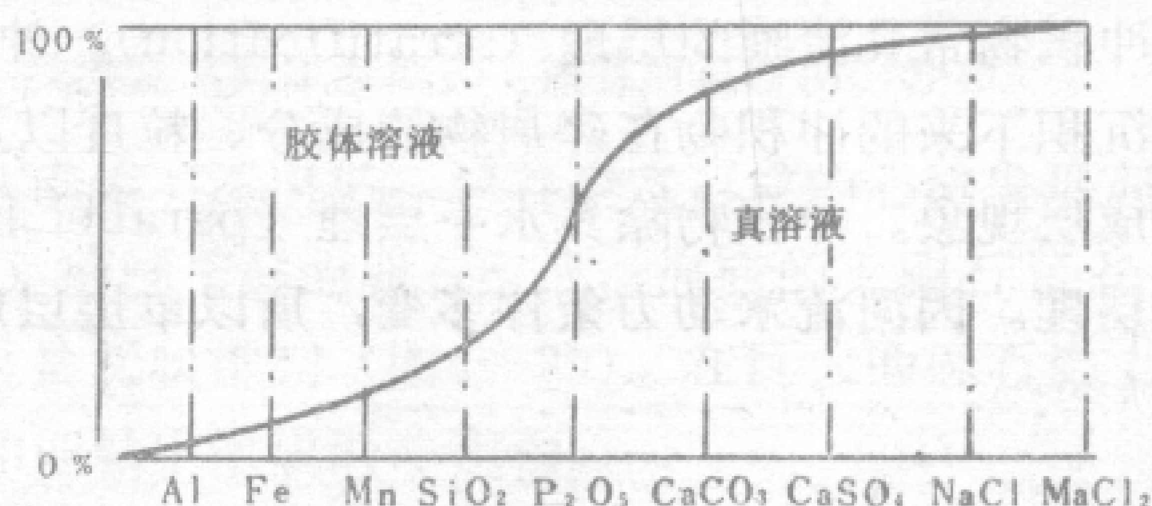


图 6—26　自然界中真溶液和胶体溶液的分布

一般说来，由于河水常处于运动状态，氯、硫、钙、钠、镁、钾等元素的离子积是不能达到它们的化合物的溶度积值的，因而在河水中总是呈真溶液状态被搬运的。

2．胶体形式的搬运　在气候潮湿多雨、植被发育地区，许多元素都可以从岩石中析出。其中，某些活动性差的元素和化合物可呈胶体状态被河水搬运。胶体质点（或称胶粒）是介于粗分散系（砂、粉砂、部分粘土质质点）和真溶液（离子）之间的细分散系（胶粒大小一般在1—100nm间），因粒径极小，在流水中受重力作用甚微，可作长距离搬运。胶体质点常带有不同电荷。由于相同电荷胶粒的排斥作用，使其在搬运中不发生凝聚。例如SiO_2胶体是带负电荷的，在潮湿气候区的河水里，大量带负电荷的有机酸的存在，使SiO_2胶粒处于稳定状态，可作长距离搬运。当进入海盆地时，因电解质的加入和pH值等的变化，电荷被中和，会引起胶体的凝聚和沉淀。

第六节　河流的沉积作用

因水动力状态的改变，河水的搬运能力降低，致使搬运物堆积下来的过程称沉积作用。河流的溶运物在搬运过程中一般不具备沉积条件，故河流的沉积作用以机械沉积作用

❶年溶解质径流量为每年通过河流单位面积的溶解质的总量。溶解质径流模数为每年河流由单位流域面积上带走的溶解质数量。

❷溶度积是指难溶电解质溶液中离子浓度之乘积，它是一定常数，简记为〔KSP〕。如$KSP(CaSO_4)=[Ca^{2+}][SO_4^{2-}]=6.1\times10^{-5}$，若大于或等于此常数时硬石膏析出，若小于此常数时则溶解。此规律称为溶度积规则。

为主。河流的沉积物称冲积物（alluvium）。

一、河流沉积作用的原因及冲积物的一般特点

产生河流机械沉积作用的原因是水动力状态的改变。主要是河流的流量、流速的减小。尤其是当流速减弱时，可以使河流的搬运能力降低，从而导致机械沉积作用的发生，当进入河水中的碎屑物数量太多时，河水负载大于其活力，也可导致部分碎屑物的沉积。有利于发生机械沉积的场所是河床坡降或流速发生显著变缓的地段，如山区河流出山口或由峡谷河段进入宽谷河段时；河流流入相对静止水体或流速显著发生变化的地段。如注入海、湖的河口地区，或支流汇入干流地区最易发生沉积。此外应指出的是弯道河流的凸岸因环流的作用，其流速相对低于凹岸，因而也是重要沉积区。因河流的流速、流量在任一河段都具有波动性变化的特点，当其变小时，部分推移质和跃移质可暂时沉积在河床中；当其变大时，已沉积的部分物质又可以再次被搬运。

冲积物常具有分选性、磨圆度较好的特点，且搬运距离愈远碎屑物的分选性、磨圆度愈好。冲积物常具清晰的层理（stratification）。冲积物的层理是由于水动力条件的变化，使先后沉积下来的冲积物在碎屑物的成分、粒度以及颜色等方面具有一定的差异而显示出的一种成层现象。冲积物除具水平层理（parallel bedding）外，常具有因沙波移动而造成的斜层理。因河流水动力条件多变，所以单层层理延伸不远，可在短距离内变薄或消失。

二、各河段的沉积作用及其冲积物特点

不同河段的沉积作用特点和沉积物特征是有差别的。一般来说河流上游及河源地带，坡降较大，河道较平直，谷坡较陡，河流以侵蚀作用为主，沉积作用不甚发育，只在河床堆积粒径粗大的砂砾。当河流流出山地时，或支流注入主流处，可有较多沉积物堆积，形成扇状的沉积地形称冲积扇（alluvial fan）。中、下游河段，河道较平缓且弯曲。在河谷展宽的地段，河道常有时分时合的现象，可形成辫状河道。在弯曲河段，由于横向环流的作用，凸岸堆积形成滨河床浅滩。洪水期，在滨河床浅滩上发生堆积，可使其加高，逐渐形成河漫滩沉积，逐渐发展还可形成广阔的泛滥平原和牛轭湖沉积等等。在辫状河道内，河道频繁分叉，河谷中的心滩、沙洲等不断出现。在河口地区，则因河道平缓，地形开阔，水流分散，流速大减，沉积作用极其发育，形成向海展开的三角洲沉积。

（一）顺直河道河流沉积作用和河床冲积物

顺直河道是指河长大于河宽多倍的河段。其弯曲度较小，在略微弯曲的河段里，深槽（pool）与浅滩（shoal）顺流向相间出现。深槽部位以侵蚀为主。在浅滩处因流速减低，粗砂、砾石和卵石停积在浅滩附近河底。碎屑物具有一定的磨圆度，其长轴多呈与河流流向垂直的方向分布，并只在河床的局部地段堆积，不可能形成大面积及厚层堆积。这种堆积物在剖面上多呈透镜体，出现在河床冲积沙层的底部。故地质历史时期的河床冲积层底部，常有砾石层的分布。

微弯曲的顺直河段的凸岸部位，因横向环流作用，以沉积为主，形成大致平行河床的长条形沉积，称沙坝（图6—27a）。通常由较粗的冲积物组成，但上部可变细。

如前所述，在较宽的顺直河道，因平水期与洪水期水量的变化，河流横向环流的状况

也发生变更。平水期时，由于表流向中央集中，底流向两侧散射，使侵蚀作用主要发生在河床中央，在河床两侧发生堆积，形成滨河沙坝（或浅滩）。洪水期，由于表流从中央向两侧流动，底流从两岸向中央汇聚，在河床中心，因底流上升发生堆积，形成心滩（沙洲）(river island)。每一次洪水期，都使心滩增长加高，并可露出水面，使河流分叉（图6—28）。

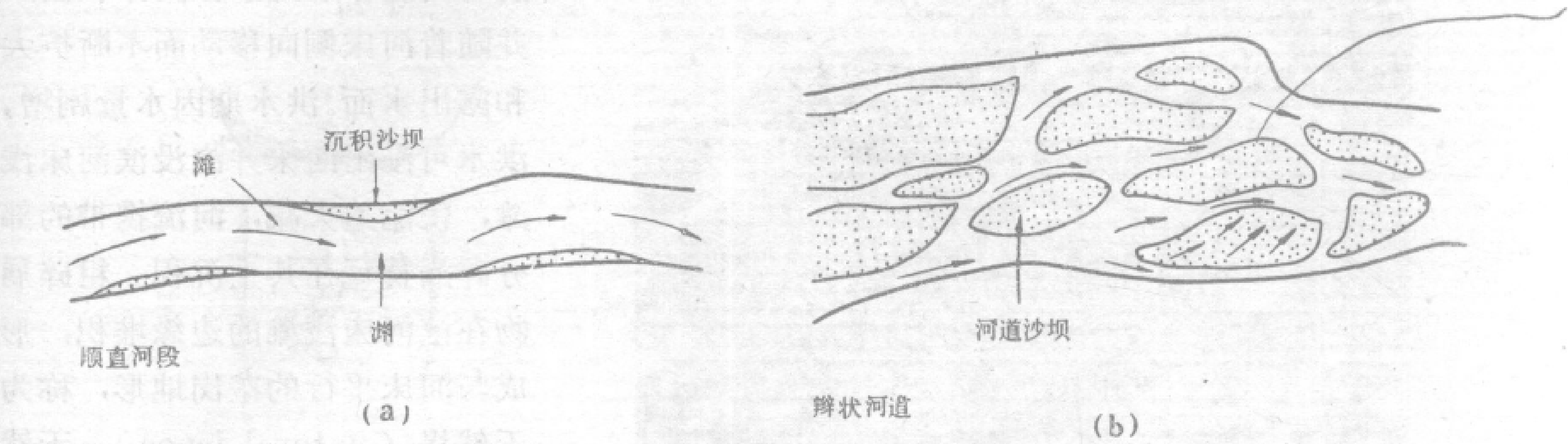


图 6—27　a 顺直河道探槽、浅滩及滨河床沙坝；b 辫状河道沙坝的分布

长江宜昌附近的葛洲坝就是江水从南津关流出后，河谷变宽形成的心滩发展而成的。葛洲坝的底部由粒径粗大，（可达 1 m）磨圆度好的卵石组成，河底的大卵石的长轴方向垂直流向，最大扁平面向上游倾斜，呈叠瓦状排列（图6—29）。在巨大的砾石层上面为河床冲积砂；最上部，是由细砂、粉砂和亚粘土组成的冲积物。

（二）弯曲河道河流沉积作用及其冲积物

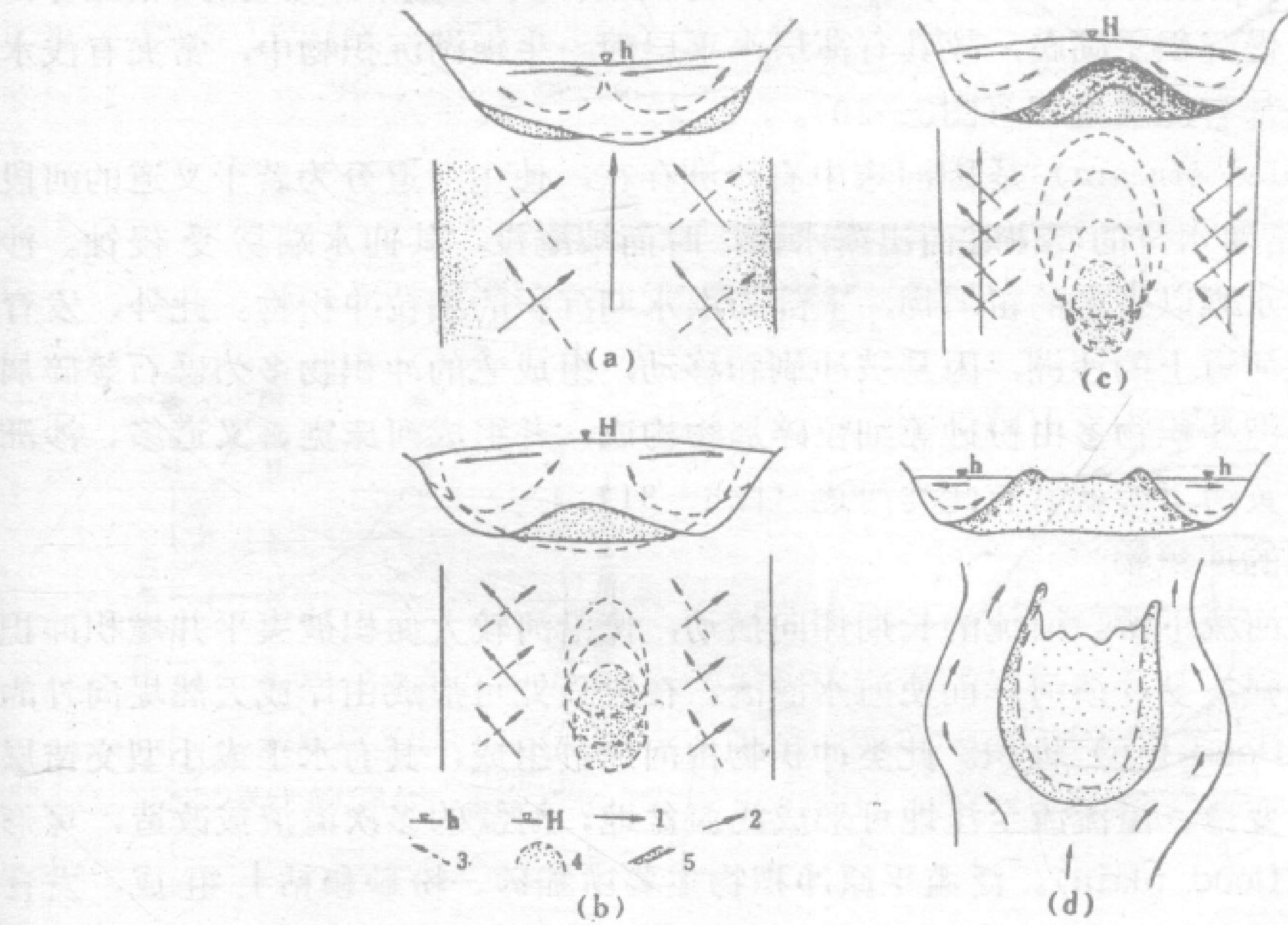


图 6—28　顺直河段，双向横向环流及床底侵蚀和心滩的形成

（据杜恒俭等，1981）

h—平水期河面；H—洪水期河面；1—主流线；2—表流方向；3—底流；4—心滩；5—沙坝；A—平水期双向环流；B—洪水期双向环流；C—洪水期水下心滩形成；D—江心沙岛的形成

弯曲河道是指河流弯曲度较大的河段。由于横向环流的作用，使河床凹岸遭受侵蚀，不断后退；而凸岸发生堆积，不断前伸，从而展宽河谷。

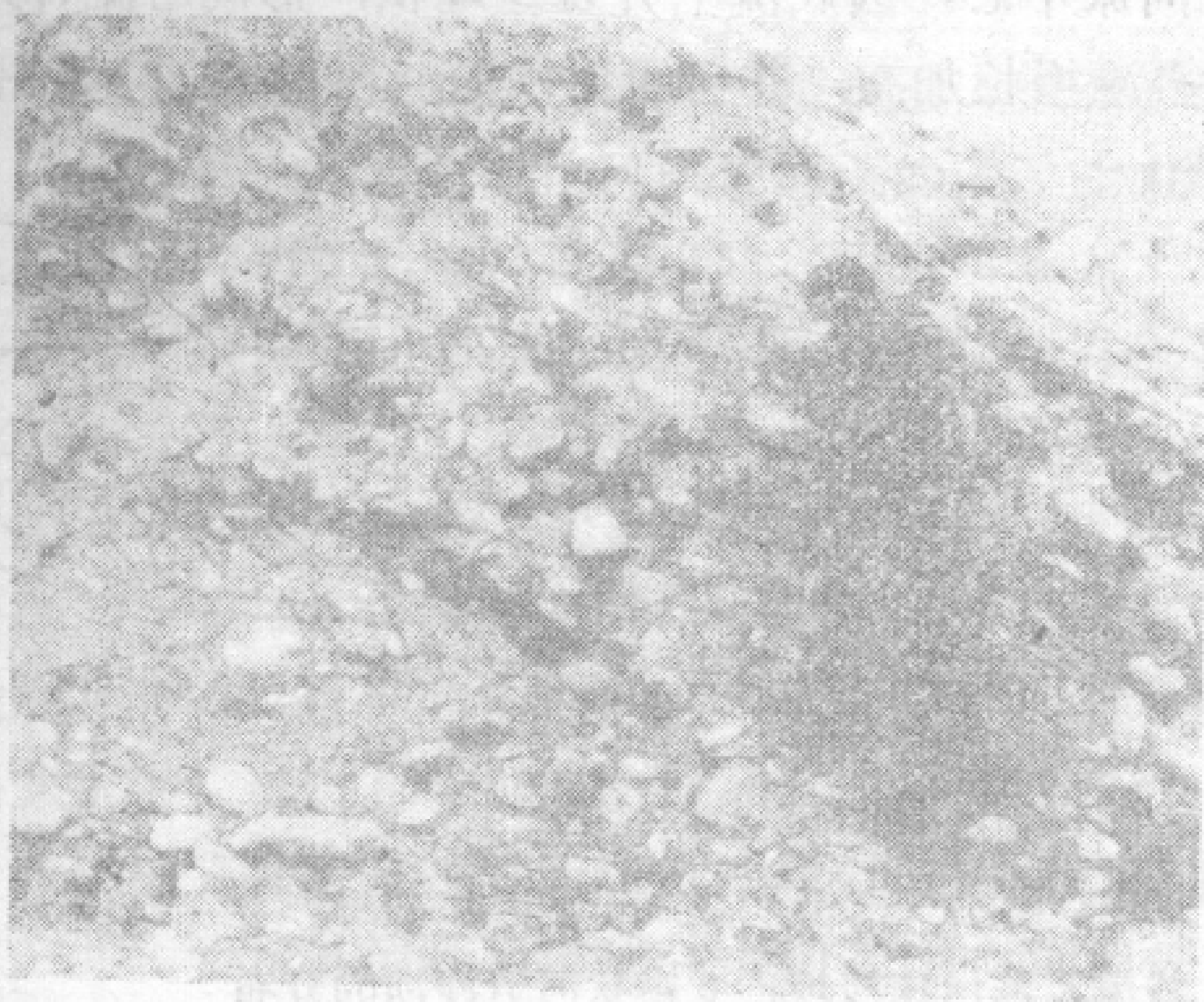


图 6—29 宜昌葛洲坝附近的长江砾石层

弯曲河道凸岸河床堆积物所构成的地形叫滨河床浅滩，其高度与河流平水期水位大体相当，并随着河床侧向移动而不断扩大和露出水面。洪水期因水量剧增，洪水可漫出河床并淹没滨河床浅滩，使流速大减，河流携带的部分碎屑物可在其上沉积。粗碎屑物在滨河床浅滩的边缘堆积，形成与河床平行的垄岗地形，称为天然堤（natural levee）。天然堤的最大高度不超过洪水期的水位高度。天然堤不断发展，便形成河漫滩（valley flat）。河漫滩上的冲积物为粉砂质和粘土质，并具有水平薄层理或微弱的波状层理。

河漫滩沉积物具有二元结构，因为它是由河谷不断展宽而形成的，并经过平水期、洪水期反复交替作用，所以在河漫滩冲积层下面常具有滨河床浅滩的河床冲积物。河床冲积物由砂、砾等粗碎屑物组成，并具有斜层理。

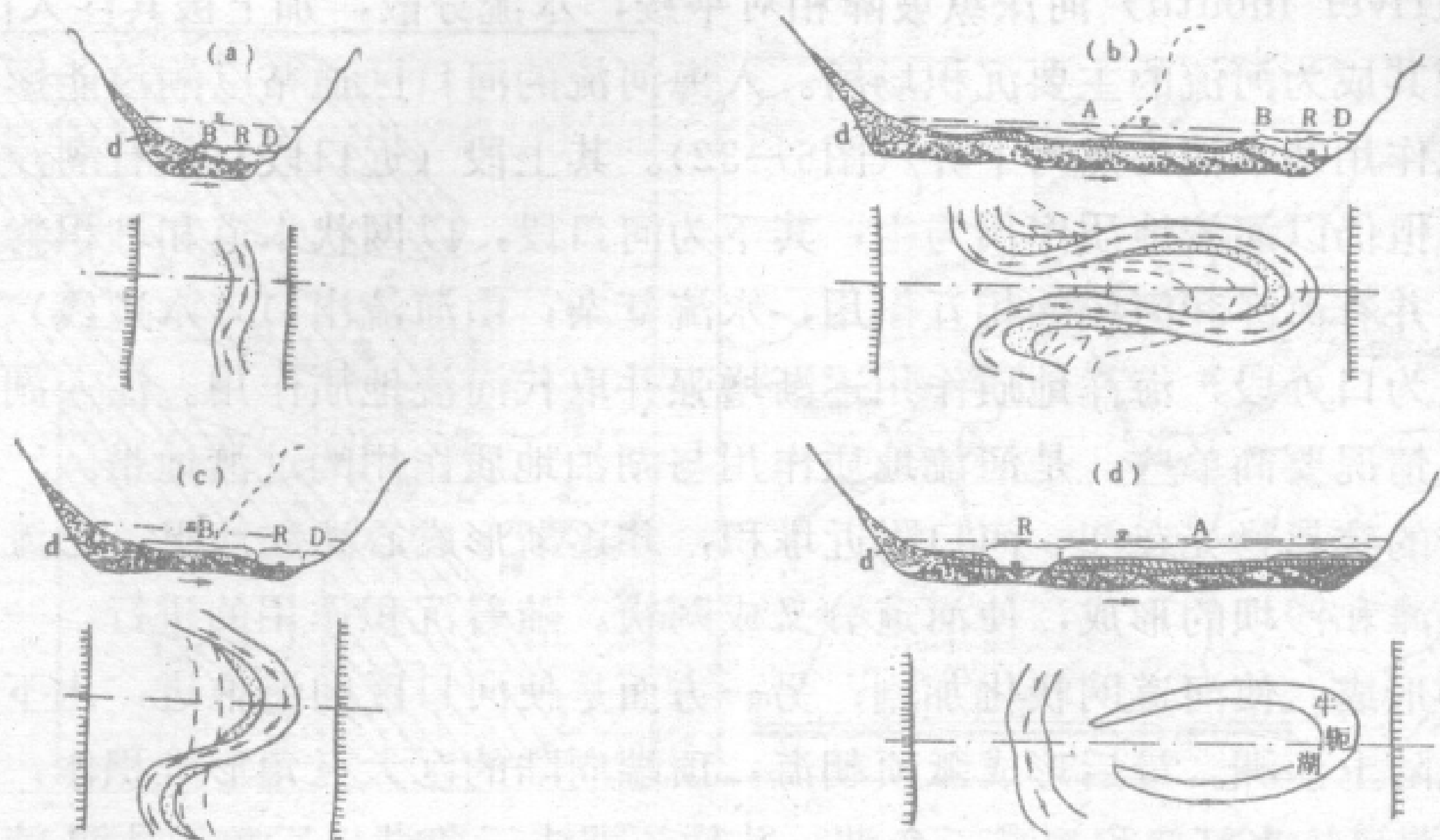
弯曲河道中，常发育有牛轭湖，湖内的沉积物是洪水期河水泛滥带来的粉砂、粘土等。因长时间的悬浮，缓慢沉积于湖底，故具有薄层水平层理。牛轭湖沉积物中，常夹有浅水动物和植物残骸，局部有泥炭堆积（图6—30）。

辫状河道（braided stream）是因河床中有沙洲存在，使主河道分为若干叉道的河段（图6—27b）。沙洲常随水位的变化时而出露水面，时而被淹没，其迎水端易受侵蚀。沙洲冲积物的下部为流水难以带走的粗屑物，上部为洪水期沉积的细粒冲积物。此外，发育在山区或上游的辫状河道上的沙洲，因易被冲刷和移动，组成它的冲积物多为砾石等碎屑物；发育于下游的沙洲冲积物多由粉砂等细粒碎屑物构成，并组成河床宽、叉道多、沙洲较多的游荡型河道，黄河下游就常有此类河道（图6—31）。

（四）泛滥平原的冲积物

泛滥平原分布于河流下游。河流的长期侧向摆动，使沿河较大面积被夷平并堆积冲积物。洪水期因侧蚀加强，易冲溃河岸而使河水溢流。在决口处可形成由岸或天然堤向外的扇形堆积称决口扇（flood fan）堆积。此类冲积物由河床砂组成，具有水平或小型交错层理，并由岸向外逐渐变薄。溢流流至洼地可形成泛滥盆地；河流的多次溢流或改造，可形成宽广的泛滥平原（flood plain）。泛滥平原冲积物主要由细砂、粉砂和粘土组成，发育有小型波痕、交错层、水平薄层理等。低洼的泛滥平原可发展为沼泽，并形成泥炭堆积。黄河近2000年约有大改造26次，决口达1500次以上，因而在孟津以下形成了宽广的泛滥平原。

（五）河口区的沉积作用



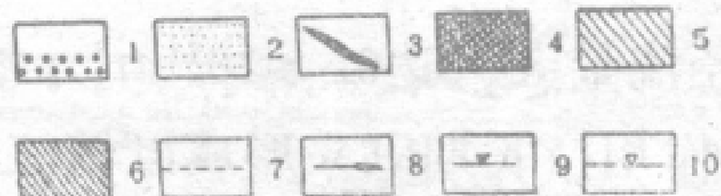


图 6—30 弯曲河道中滨河床浅滩、河漫滩、牛轭湖的形成及其堆积物

（引自 北京大学《地貌学原理》）

Ⅰ—雏形河漫滩；Ⅱ—原始河漫滩；Ⅲ—河漫滩；Ⅳ—牛轭湖；1—3—河床冲积物；4—牛轭湖沉积物；5—6—河漫滩冲积物；7—先期冲刷岸位置；8—河床移动方向；9—平水位；10—洪水位；R—河床；B—滨河床浅滩；A—河漫滩；D—基岩浅滩；d—坡积物

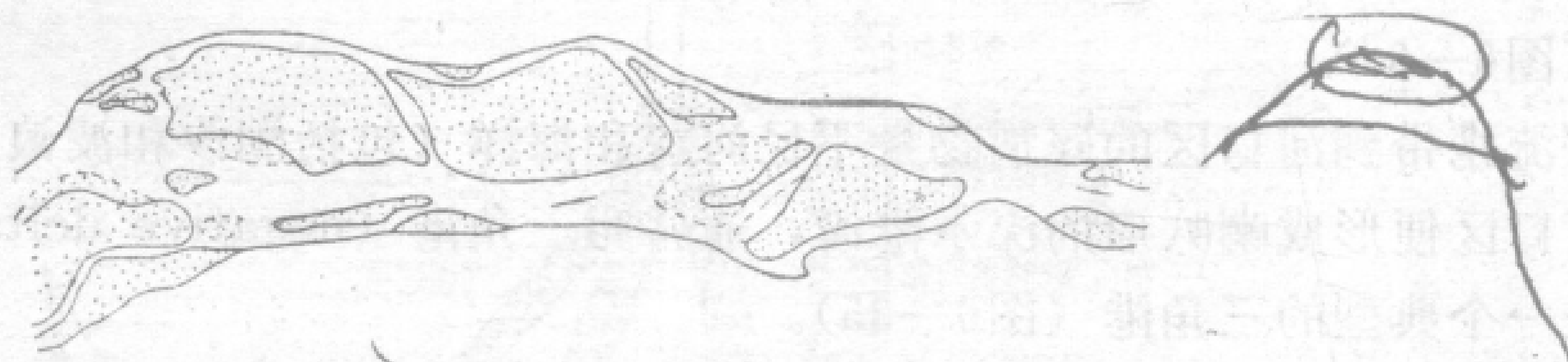


图 6—31 黄河下游游荡型河床

（据《黄河下游河床演变》）

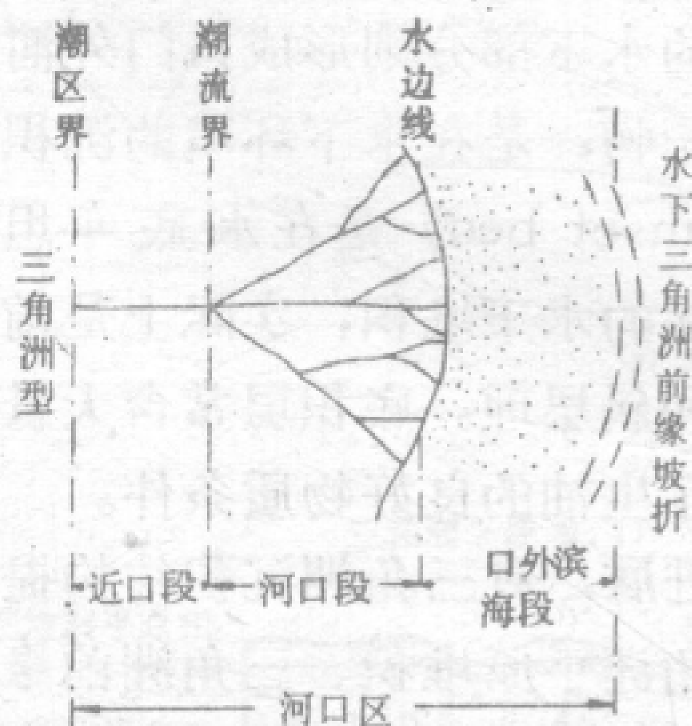


图 6—32 河口区分段及水文状态示意图

（据И.В.萨莫依洛夫改编）

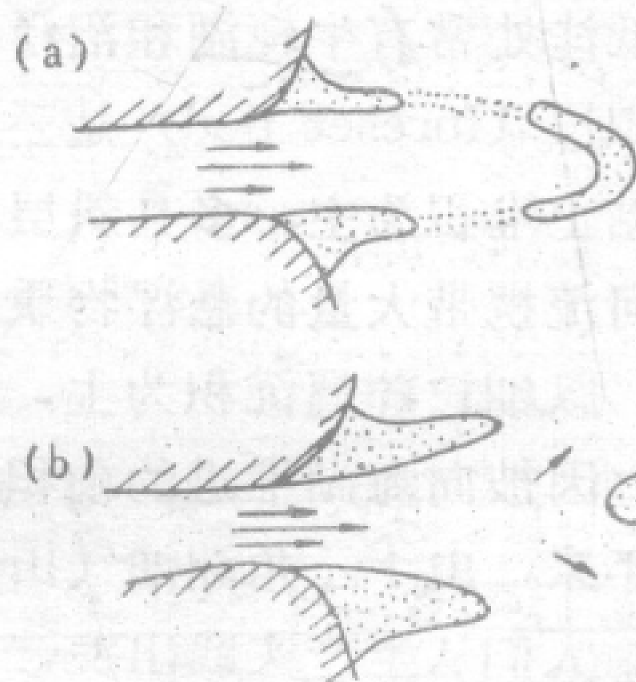


图 6—33 河口区边滩、沙坝、沙岛的形成和演化过程示意图

（据 И.В.萨莫依洛夫）

a—河口沙坝的形成；b—砂嘴和砂岛的形成

河口区（river mouth）河床纵坡降相对平缓，水流分散，加上被其注入的海水、湖水的顶托，使其成为河流的主要沉积场所。入海河流的河口区通常以潮汐能影响到的范围为上界，河流作用基本消失点为下界（图6—32）。其上段（近口段）虽有潮汐影响使水位周期性变化，但仍以河流地质作用为主；其下为河口段，以网状水道和堆积物形成沙咀、沙坝为特征，并有海洋和河流的相互作用，水流复杂；由河流出口（水边线）直至河流地质作用消失点为口外段，海洋地质作用逐渐增强并取代河流地质作用。注入湖泊的河流的河口区较上述情况要简单些，是河流地质作用与湖泊地质作用的过渡地带。

河水携带的碎屑物先在江、河口附近堆积，并逐渐形成心滩和沙咀，心滩扩大和相连形成沙坝，心滩和沙坝的形成，使河道分叉成网状。随着沉积作用的进行，一方面是新的心滩、沙坝的形成，使河道网状化加剧；另一方面是使河口区向海推进，水下堆积体淤高和相继发展成陆上沙洲。最后形成弧顶朝海，顶端向陆的巨大三角形堆积体，称为三角洲（delta）。入湖河流也可堆积形成三角洲，并称为湖成三角湖。三角洲是河流沉积作用的结果（图6—33）。

长江虽然含砂量低，但年径流量大（达$69\times10^{11}m^3$），每年入海泥砂仍可达4.86×10^9t，使长江河口区发生强烈的沉积作用，长期以来形成以镇江、扬州为顶点的面积达$5.18\times10^4km^2$的三角洲。长江三角洲的发展是河口区无数分叉河道形成的浅滩、沙洲，逐渐归并向海延伸的结果。崇明岛把长江分为南北两支，长兴岛和横沙岛又将南支分为南港和北港，九段沙把南港分成南槽和北槽，由于地球自转偏向力的影响，北半球的河流向右偏，使南支成为长江主要输砂河道，其输砂量约占长江入海输砂量80%，从而使长江入海河口不断向南转移，北叉道逐渐淤塞，与北岸归并成陆。现在长江三角洲仍以每年40m的速度向海洋推进（图6—34）。

若河流携带到河口区的碎屑物量不足河流和海洋（包括潮汐和波浪）的冲刷转移量时，则河口区便形成喇叭形的深水港湾，通常叫三角港（negative delta）。钱塘江口的杭洲湾就是一个典型的三角港（图6—35）。

三角洲沉积自上而下可划分为顶积层、前积层和底积层三层，称为三角洲沉积结构的经典划分（图6—36）。顶积层（topset bed）是向海（湖）延伸的河流的河谷沉积，以河床冲积砂和粉砂的堆积为主，常具水平层理。当三角洲不断扩大并向海洋推进时，在三角洲平原上的低洼处常有牛轭湖和沼泽的堆积物，顶积层的水下部分则形成口门外河底的水下平台。前积层（foreset bed）是三角洲前缘斜坡的堆积物，是在水下环境的沉积，以粉砂和粉砂质粘土堆积为主，多具斜层理。底积层（bottomset bed）是在水底平坦部分沉积形成的，河流携带大量的悬浮物质，在坡度更缓、更深的水下堆积，实际上是前积层向外延续部分，以细粒碎屑沉积为主，层薄多具水平层理和斜层理。底积层常含大量浮游低等生物尸体，因被向海湖推进的前积层迅速掩理，提供了生油的良好物质条件。

近几十年来，由于三角洲油气田的开发勘探工作的进展，对三角洲沉积结构提出了新的划分原则。人们从生产实践出发，将三角洲划分为三角洲平原堆积、三角洲前缘堆积和前三角洲堆积三部分（图6—38）。三角洲平原堆积是指三角洲的陆上部分（相当于水上顶积层），其沉积物以陆上环境为特征，包括河床冲积物、牛轭湖沉积物和沼泽沉积物。三角洲前缘堆积是三角洲的水下堆积部分，它与三角洲平原堆积的界线是水边线，（相当于水下顶积层和前积层在浪基面以上部分），它是河流入海后的堆积物，曾受到海浪的强烈



图 6—34　长江三角洲口外附近发展示意图

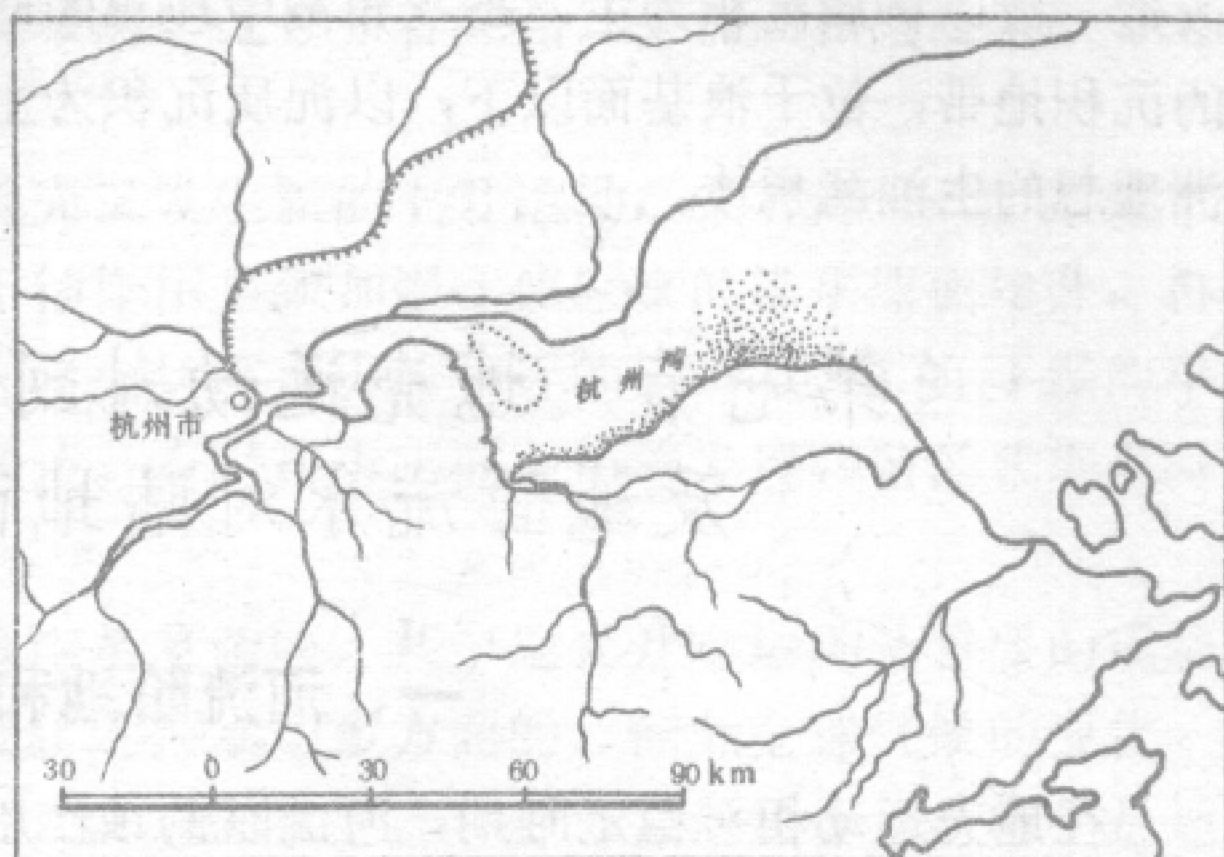


图 6—35　钱塘江三角港

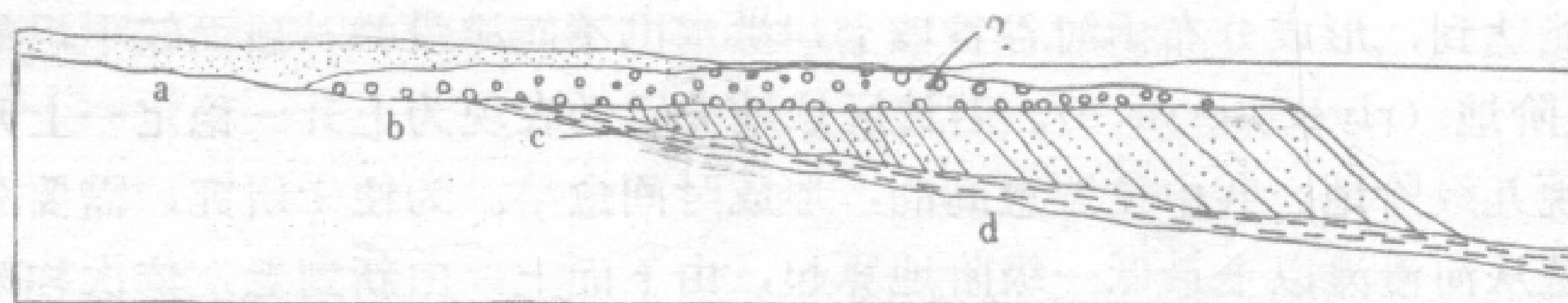


图 6—36　三角洲的结构

a—水上顶积层；b—水下顶积层；c—前积层；d—底积层

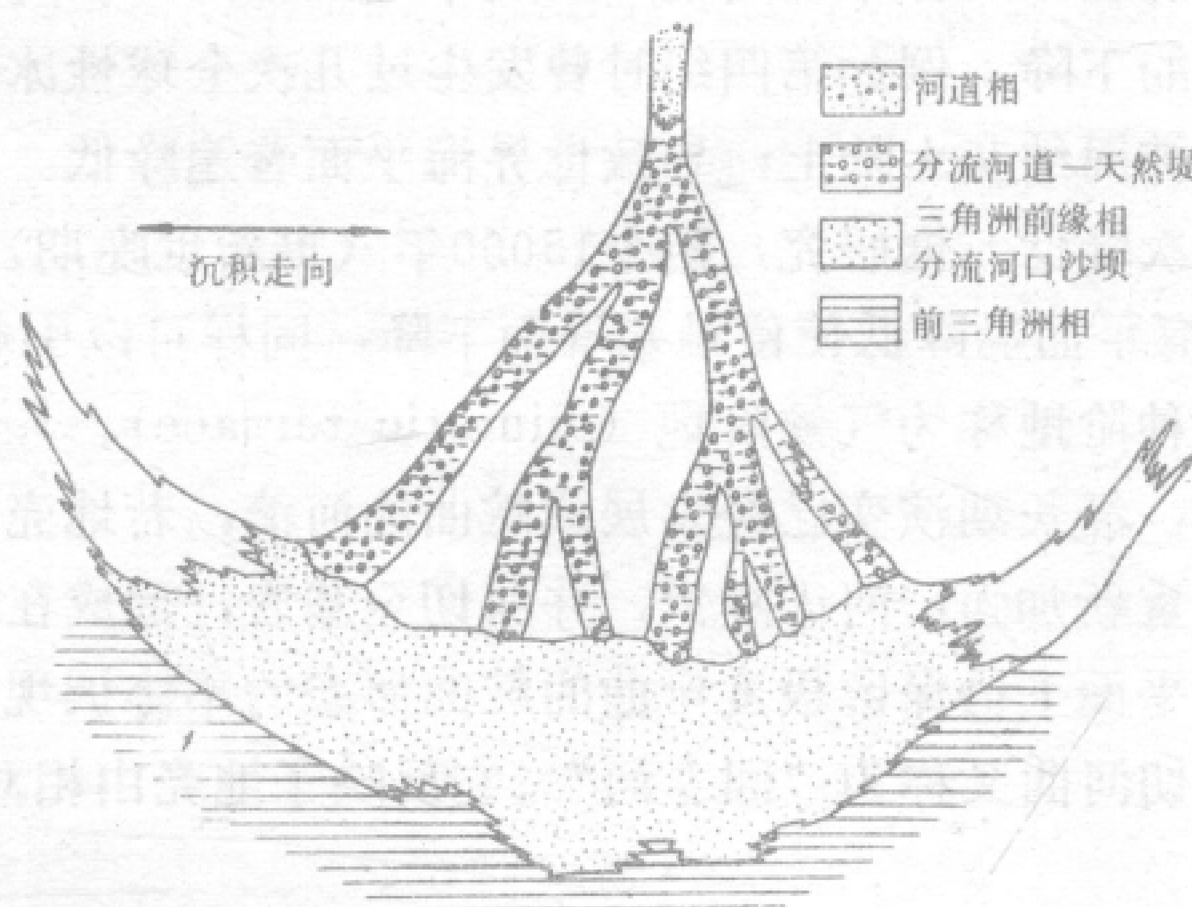


图 6—37　三角洲结构在平面上的分带示意图

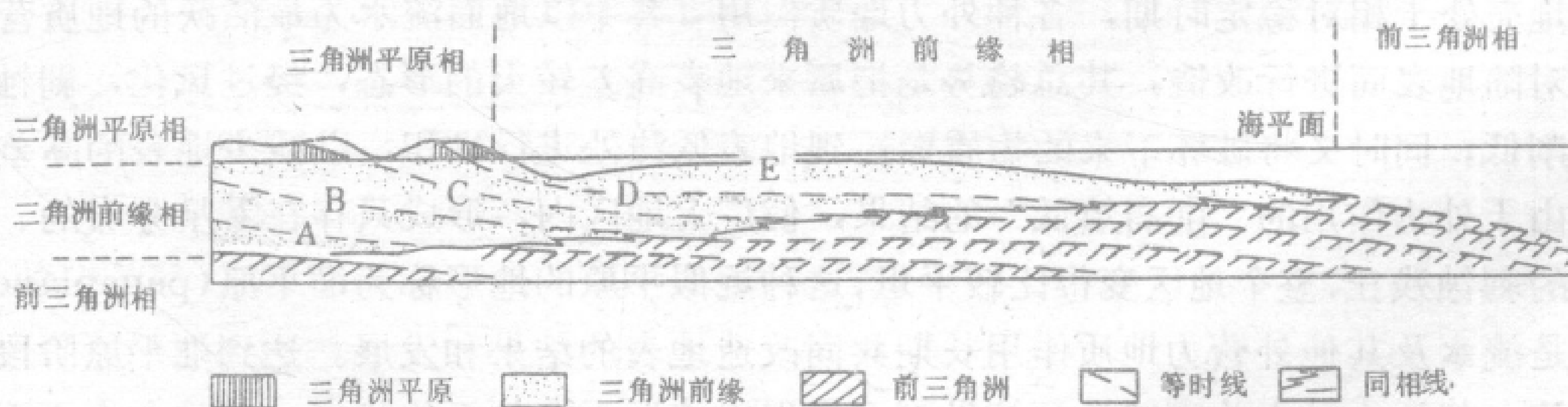


图 6—38　三角洲沉积结构的剖面图示

改造，故以砂质沉积为主，是三角洲中理想的储油沉积体。前三角洲堆积则是陆源悬移质的沉积地带，位于浪基面以下，以泥质沉积为主，并混入大量海洋浮游生物尸体，是三角洲理想的生油沉积体。

第七节 地壳运动对河流地质作用的影响及地面流水对陆地面貌改造的趋势

一、河流阶地和深切河曲

在地壳运动相对稳定时期，河流以侧蚀作用为主，河谷不断侧向迁移，形成宽阔的河谷，河谷中形成由冲积物构成的河漫滩。若因地壳运动使该区域处于上升状态或使河流侵蚀基准面下降时，河流的下切作用重新加强，使河床降低，原有的河漫滩相对被抬升，一般洪水已不能达到，形成分布于河谷谷坡上，洪水已不能淹没的、顶面较平坦的台阶状地形，称为河流阶地（river terrace）。若该区域地壳运动表现为上升—稳定—上升的过程，沿河谷可出现几级阶地。其中位置愈高的，形成时间愈早。为便于研究，需要对阶地进行编号，通常是从河漫滩以上最低一级阶地算起，由下而上，由新到老，依次称为一级、二级、三级阶地……。

地壳的升降运动会引起河流下蚀作用强度的改变。因此，常把河流阶地看作是地壳运动的标志之一，阶地相对高度（阶梯平均高度）反映了地壳上升的幅度。此外，气候变化也会引起河流侵蚀基准面的下降。例如第四纪时曾发生过几次全球性冰期。在冰期阶段，水圈的水部分以冰川形式被固结在大陆上，导致世界海平面普遍降低。第四纪的几次冰期，使海平面相应发生多次降低。据研究，距今15000年（更新世晚期）前东海海面比现在海面低130m到160m。海平面的降低使侵蚀基准面下降，同样可以引起入海河流的下蚀能力加强并形成阶地。这种阶地称为气候阶地（climatic terrace）。

在地壳相对稳定时期，经长期演变已经发展成蛇曲的河流，若地壳运动转为以上升运动为主，河流下蚀作用又重新加强，河床降低，并深切至基岩，形成在河谷横剖面形态上成“V”形谷，而河谷在平面上仍保留极度弯曲的蛇曲形态的不协调现象，称为深切河曲（incised meander）。深切河曲又称为“回春河”，它反映了地壳由相对稳定转向强烈上升运动的特征。

二、准平原和夷平面

地壳处于相对稳定时期，各种外力地质作用（其中以地面流水为最活跃的地质营力）联合对陆地表面进行改造，其总趋势是把原来地表高差较大的形态，经过风化，剥蚀作用把它削低；同时又将破坏下来的物质搬运到地表低洼处进行堆积，以减少地表的高差。最后，由于外力作用的“削高填低”的结果，使广大地区内，形成只存在零星分布的、高度不大的剥蚀残丘，整个地区变得比较平坦，这种近似平原的地形称为准平原（peneplane）。准平原是流水及其他外营力地质作用长期共同改造地表的结果和发展。达到准平原阶段的地表河流，其活力已大为衰减，河流纵剖面呈现出接近平衡剖面的状态。就整个水系而言，河流的侵蚀作用和沉积作用对地表改造的趋势已近于平衡。地形上表现为分水岭已支离破

碎，只存在极少数高度不大的孤立残丘，流域内广泛分布着蛇曲、牛轭湖和泛滥平原等是标志河流地质作用发展的晚期阶段的地形。

当地表演变达到准平原阶段之后，如地壳又发生新的上升运动，或者海平面普遍下降，则地面流水的地质作用又开始活跃，下蚀作用重新加强，使原来的准平原面抬升，再经流水侵蚀改造，又形成广大地域内，由许多海拔高度大体相近的山顶组成的平缓的平面，称为夷平面。夷平面是古代准平原的遗迹。有时在夷平面上还能发现残留的代表当时准平原化特征的沉积物。

准平原的形成和一个地区多层地形的成因是复杂的。其中地壳升降运动是重要的或是决定性的因素。但必须注意影响海面发生变化的因素是多方面的，例如全球气候的变化，区域岩性组成的差异等都是应重视的影响因素。总而言之，各种外力地质作用，特别是地面流水对地表的改造，是使地表高差悬殊的复杂地形逐渐趋于平缓而单一的地形的重要原因，也是陆地地表形态演化的基本趋向。而地壳运动等因素则是形成大陆地形格架（轮廓）的决定因素，并在大陆表面形态演变过程中起着重要的影响。

第七章　地下水的地质作用

第一节　概　　述

地下水（ground water）是埋藏在地表以下岩石和松散堆积物空隙中的水体，井和泉是它的露头。虽然，地下水只在岩石的空隙中缓慢地渗流，但它的地质作用却很显著。以峰峦拔地而起，"无山不洞"而闻名中外的桂林山水，就是地下水溶蚀作用的产物。这种地形被称为岩溶地形，它主要发育在碳酸盐类岩石中，国外称"喀斯特"（karst）地形。

地下水分布广泛，它不仅发育在潮湿地区，在沙漠、极地和高山地区的地下也同样有地下水。全球的地下水总量约23700000km³，占水圈总量的1.71％。地下水的地质作用非常广泛，是改造地球表面形态的重要营力。

地下水是重要的自然资源，工农业发展及人类生活都需要大量的淡水，其中相当一部分来自地下水。我国是最早开发和利用地下水的国家之一，"家家泉水、户户垂杨"的"泉城"济南，就是充分利用地下水的一例。据1981年统计，我国每年开采地下水量约为$500\times10^8m^3$，占全部用水量的14％。但是北方干旱和半干旱地区，因地表径流水量不足，每年尚有三亿亩耕地受旱；京、津、沈等15个大、中城市每天约缺水3000000t以上。虽然当前尚未出现水资源严重不足的现象，但随着生产的发展和人民生活水平的提高，用水量必然日益增大，对水质的要求也日益严格。因此，寻找地下水资源，管理、保护及合理开发和使用地下水已成为一项迫切的任务。某些地区的地下水中富含盐类和K、I、Br、B等元素，从而形成了重要的矿产。地下热水是重要的能源，据估计，地球上可供开采的地下热水能量约相当于2.9×10^{12}t煤所产生的能量。

地下水可以气态、液态和固态三种形式存在，但以液态为主。地下水主要由地表水（包括大气降水及地面河、湖中的水）的下渗聚集而成，这部分水称渗入水。此外，有些地下水是大气中的水汽直接进入岩石或土壤孔隙中冷凝而成，这部分水称凝集水。有些水是随着沉积物的堆积被埋藏在地下的水，称埋藏水（或古水）。还有些是岩浆活动过程中冷却析离出的水，称原生水。后三者在地下水中所占比例极小。

一、地下水的储存及运动条件

1、地下水能在岩石中储存和运动是因为岩石中有一定的空隙（包括孔隙、裂隙和溶隙）（图7—1）。岩石中空隙的数量、大小及连通情况对地下水的储存、流动特点起着重要影响。衡量空隙数量的指标是空隙率（porosity），即空隙总体积占岩石总体积的百分比。岩石的空隙率与岩石的结构有密切关系。通常，结构疏松的岩石空隙率较大，胶结紧密的岩石空隙率较小；岩石颗粒均匀的要比不均匀的空隙率大；此外，近地表的岩石因所受压力小，并受风化作用影响深，通常空隙率也较大；离地表愈深，岩石的空隙率愈小。一般认为，深度大于16km时，因压力大，空隙将逐渐消失，常见岩石的空隙率（参考值）见表

地下水的七地

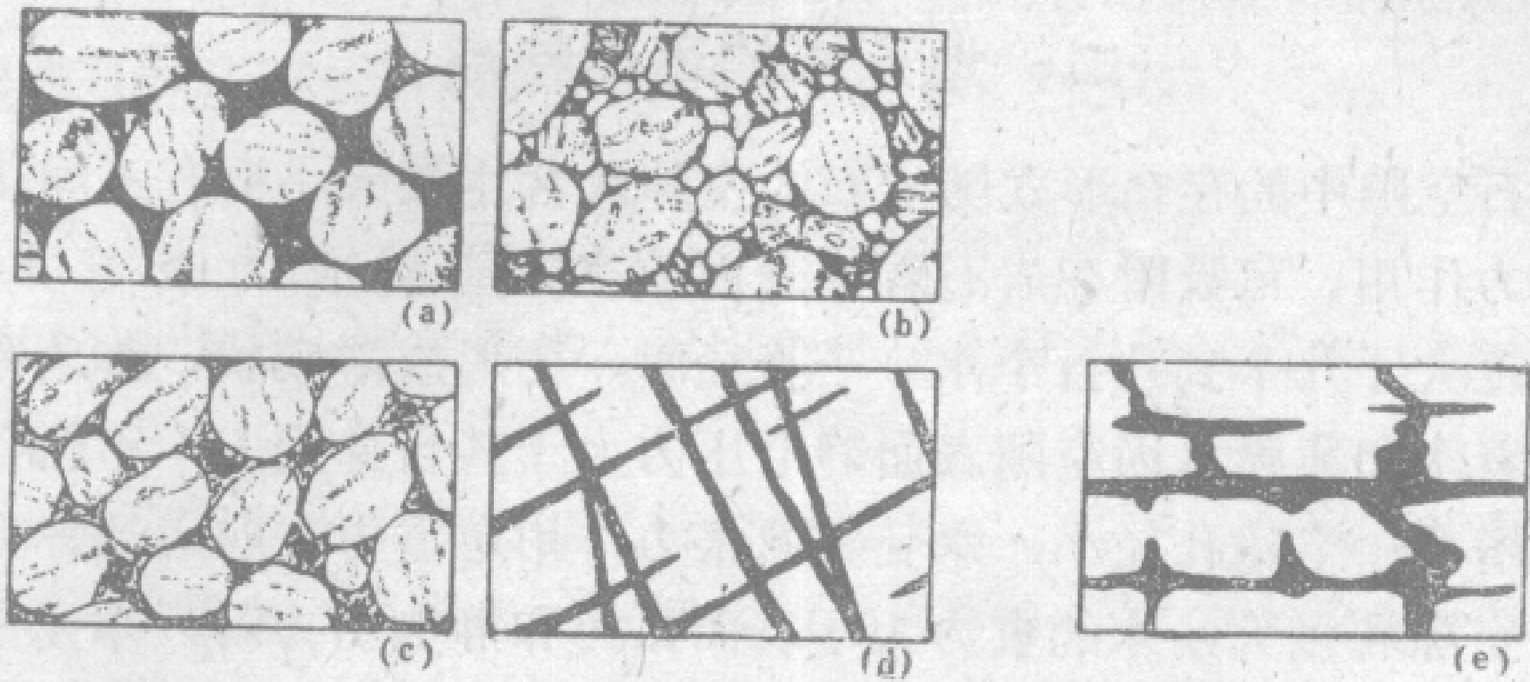


图 7—1 岩石中空隙的类型

a—颗粒均匀的砂砾；b—分选不好的沉积物；c—已胶结的沉积物；d—岩石的裂隙；e—沿裂隙发育的溶隙

7—1。

2.岩石能透过地下水的性能称为透水性（permeability）。岩石的透水性除了与空隙率有关外，还与空隙的直径、连通情况有关。未固结岩石的透水性主要决定于碎屑颗粒的大小，如粘土层的颗粒很小（颗粒直径＜0.001mm）常是不透水的；而砾石层（颗粒直径＞2mm）则常具良好的透水性，已固结的和结晶岩石的透水性，与岩石的结构及裂隙发育程度有关，结构疏松或裂隙发育的岩石易透水。地下水易于通过的岩石称透水层(permeable bed) 3.能透过或保存地下水并能在重力作用下释出相当数量水的岩层称为含水层(aquifer)。若岩石的空隙率小或裂隙不发育时，地下水就不易透过和储存，这种岩层称不透水层或隔水层（impervious bed)。按岩石的透水性可把岩石分为几个类型（见表7—2）。

表 7—1 常见岩石的空隙率（参考值）

岩石名称	空隙率（%）	岩石名称	空隙率（%）
砾石	27	泥炭	80
粗砂	40	致密块状的岩浆岩，变质岩	71
细砂	42	石灰岩和大理岩	1—8
亚粘土	47	砂岩	10—15
粘土	40		

（据水文地质手册）

表 7—2 岩石的透水类型

岩石透水类型	主要的岩石种类	渗透系数（m/昼夜）
良透水的	卵石、砾石，砂层和具有大溶洞的岩层	＞10
透水的	砂层、砂岩、砾岩、和裂隙发育的岩层	1—10
半透水的	粉砂岩，泥灰岩	1—0.10
劣透水的	亚砂土和亚粘土	0.1—0.001
不透水的	粘土和无裂隙的岩石	＜0.001

（据 王大纯等资料综合，1980）

地下水的分带：a包气带 b饱水(潜水)带

二、地下水的运动特点

地下水在岩石空隙中的存在形式随岩石的空隙及含水量大小而有不同。水量少时，水分子因受静电引力作用，可吸附在岩石颗粒表面或空隙壁面成为吸着水（hydroscopic water）；当其厚度大于几个到几百个水分子直径时，便形成薄膜状，称为薄膜水（thinfilm water）。吸着水和薄膜水因空隙表面静电压力大于其自身重力，不能在重力影响下自由运动。若水量增多，空隙孔径小，水受表面张力作用逆重力方向运动称毛细水（capillary water）；若空隙孔径大，水的重力大于表面张力和静电引力时，水受重力影响而发生垂直渗流，这种水称为重力水（gravity water）。重力水是地下水的主要存在方式。

通常情况下，吸着水、薄膜水和毛细水等多发生在近地表的土壤层中，多数情况下（毛细水除外）地下水都以重力水状态运动。

水渗入地下后，在水量多时，会以重力水状态垂直下渗。当水量少时，则以毛细水、薄膜水或吸着水状态，保存在岩石空隙中，这种地带的水主要呈垂直方向的运动，故称为地下水的垂直运动带；因空隙中并未充满水，又称包气带（aeration zone）。地下水下渗时，因遇隔水层阻隔而汇聚起来，当水充满了空隙时，则形成饱水带(saturation zone)。饱水带的水具有自由水面。因受重力影响，饱水带的水常沿隔水层顶面作近水平方向的运动，故又称为地下水的水平运动带。饱水带与包气带的界面就是饱水带的自由水面，它随季节或气候变化而变化。当干旱季节，蒸发量大于补给量时，自由水面会下降。因而在饱水带和包气带间存在一个季节变动带（图7—2）。

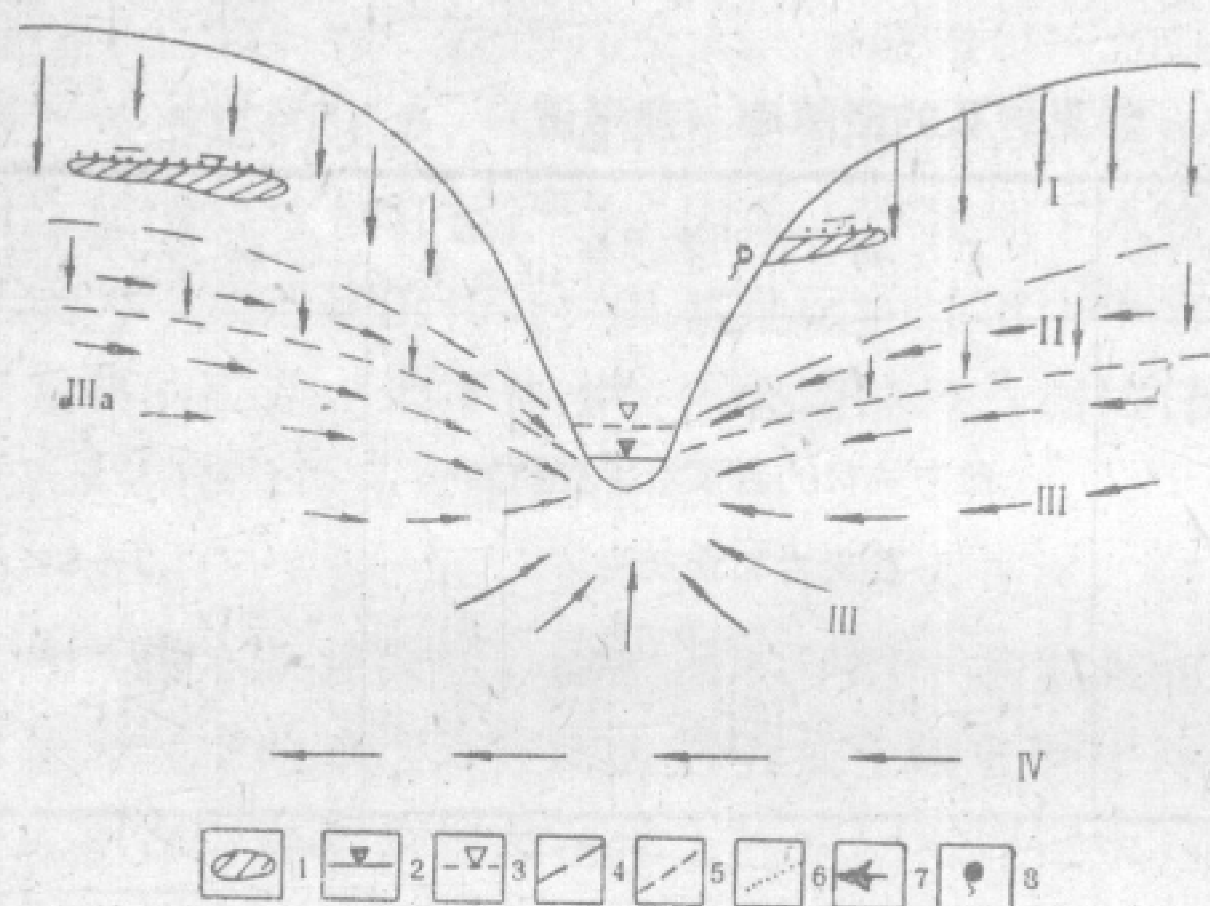


图 7—2 地下水的垂直分带

I—包气带；II—季节变动带；III—饱水带；IV—深循环带
1—隔水层；2—平水位；3—洪水位；4—最高地下水位；5—最低地下水水位；6—上层滞水；8—水流方向；8—悬挂泉

饱水带的地下水通常沿隔水层的顶面倾斜方向，自高处向低处流动，流速与岩石的透水性及隔水层的倾斜度成正比。此外，地下温度也有影响，温度高时，因水的粘度小，其流速会加大。但地下水毕竟是在岩石空隙中运动的，比地面流水所受的阻力要大得多，它的流速常以m/d(米/日）计算。即使在透水性强的砂砾层中，地下水的渗流速度也很少超过10 m/d，至于在半透水岩石中，则多在1m/d以下。因此，由远处补给的泉水，最大流量常滞后于雨季数月之久，因而可出现雨季流量小，旱季流量反而大的现象。

地下水运动既可以呈层流状态，也存在紊流状态，在相同的过水断面中呈紊流运动的速度要较层流的快。对同一岩层来说，地下水的运动往往是层流和紊流并存，但不同部分会相互转化。一般当岩石较致密、或裂隙宽度小于5 mm时，地下水多呈渗流，水质点运动为层流；如岩石中的裂隙宽于5mm或有大的洞穴时，水流呈涧流，水质点运动状态为紊流，且流速要大得多。如长江三峡的石灰岩地区，在有裂隙的地段，地下水的渗透系数为

0.5—1 m/d（实际流速有时可达18—285 m/d）；而在有溶洞发育的地段，渗透系数则>5m/d（实际流速有时达834—1488 m/d）（据卢耀如，1973）。

三、地下水的基本类型

据地下水的运动状态、埋藏条件，可以把地下水分为包气带水、潜水、层间（承压）水三种基本类型：

包气带水　包气带水是埋藏在包气带中的地下水，其中，埋藏在土壤中的也称为土壤水。包气带水常以吸着水、薄膜水、毛细水的形式存在，重力水较少。这种水与大气关系密切，由大气降水及大气中的水汽凝聚而成。它易于蒸发和重新进入大气。当水通过包气带下渗时，重力水可以在包气带中的局部隔水层上受阻积聚，形成“上层滞水”（perched water）。上层滞水因受气候影响大，是不稳定的地下水源。

潜水　潜水（phreatic water）是埋藏在地表以下第一个稳定隔水层以上，具有自由表面的重力水（图 7—3）。它一般埋藏在松散堆积物的孔隙中和裸露基岩上部的裂隙或溶隙中，也可以进入透水性良好的基岩内。它由下渗的大气降水或地表水受隔水层阻挡积聚而成，其自由水面称潜水面（water table或 phreatic surface）。潜水面随季节性变化而改变，其最高水位与最低水位间的地段就是季节变动带。潜水面至地面的铅直距离为该处潜水的埋藏深度。由潜水面往下至第一个隔水层顶面间的松散堆积物（包括透水性良好的岩石在内）为含水层，其铅直距离为该处含水层的厚度。

潜水是受大气降水和地表水补给的。当潜水位较高时，它也可能补给地面流水。潜水面通常不是一个平面，它受补给、被补给、地质构造和地形因素的影响，常具有一定起伏。一般情况下，常随地形的起伏而形成相应起伏的曲面（图7—4）。在地形起伏较大的山区，潜水面的起伏也较大；在平原区潜水面则较平缓。这是因为山峦下的潜水虽受重力影响向低处流动，但流动缓慢因而保持了较高的水位；在沟谷附近，因潜水补给地表水流动较快，因而水位较低。

承压水　承压水（confined water）是埋藏在两个稳定隔水层之间的透水层内的重力水。故又称层间水（interlayer water）。因受隔水顶板的阻隔，承压水的分布区常与补给区不一致，并往往大于补给区（图 7—5）。因受隔水层所限，深部水体承受了上部水体的静压力，因而具有水头压力。当在适当位置上凿穿隔水层时，因其有水头压力，地下水

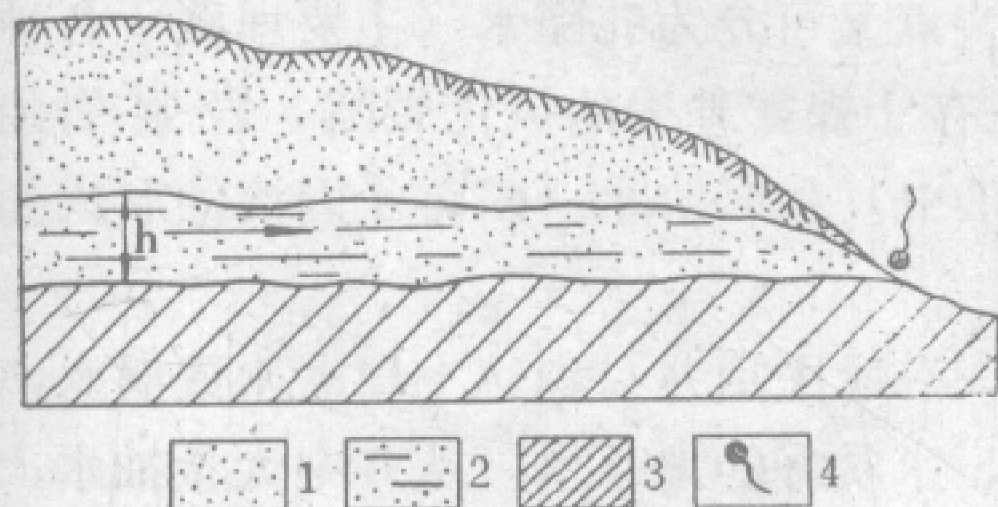


图 7—3　潜水

1—松散堆积物；2—含水层；3—隔水层；4—泉；h—潜水层厚度



图 7—4　潜水面与地面的关系

（图中虚线为潜水面）

可溢至水头高度。该高度在理论上应与补给区与排泄区两点连线(即承压水面)一致。凡该点高出地表，地下水便可沿井喷出地表，称为自流水（artesian water)。

承压水的形成除水源补给条件外，还与含水层的地质构造有关。有利于承压水形成的地质构造有向斜构造（如图7—5）和某些特殊的单斜构造（图 7—6)。后者地下水可在含水层中回流或沿断层溢出。

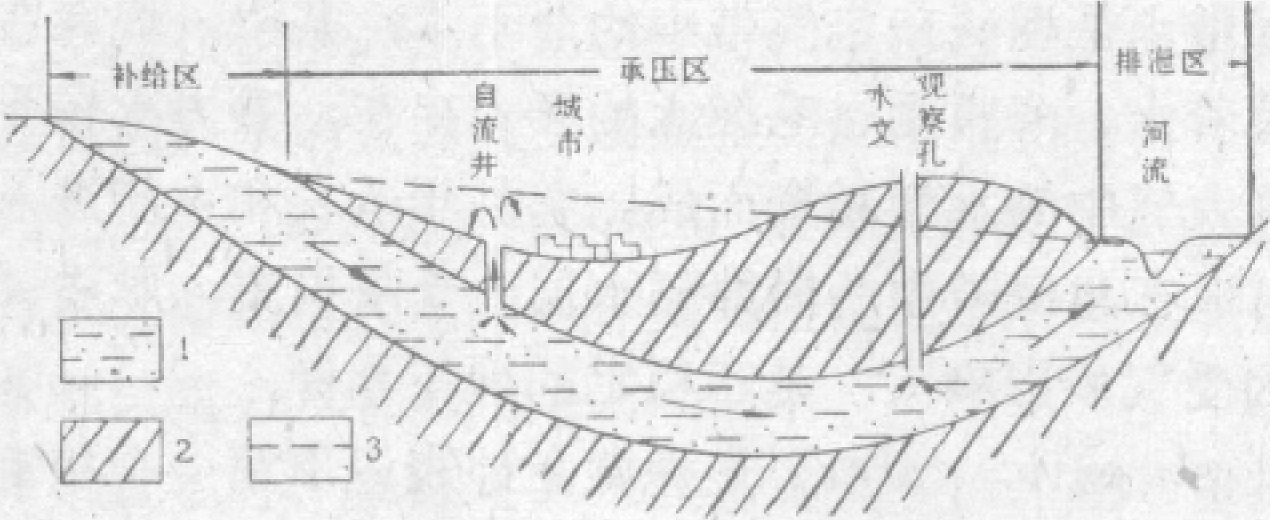


图 7—5 承压水的补给与排泄

1—含水层；2—不透水层；3—承压水面

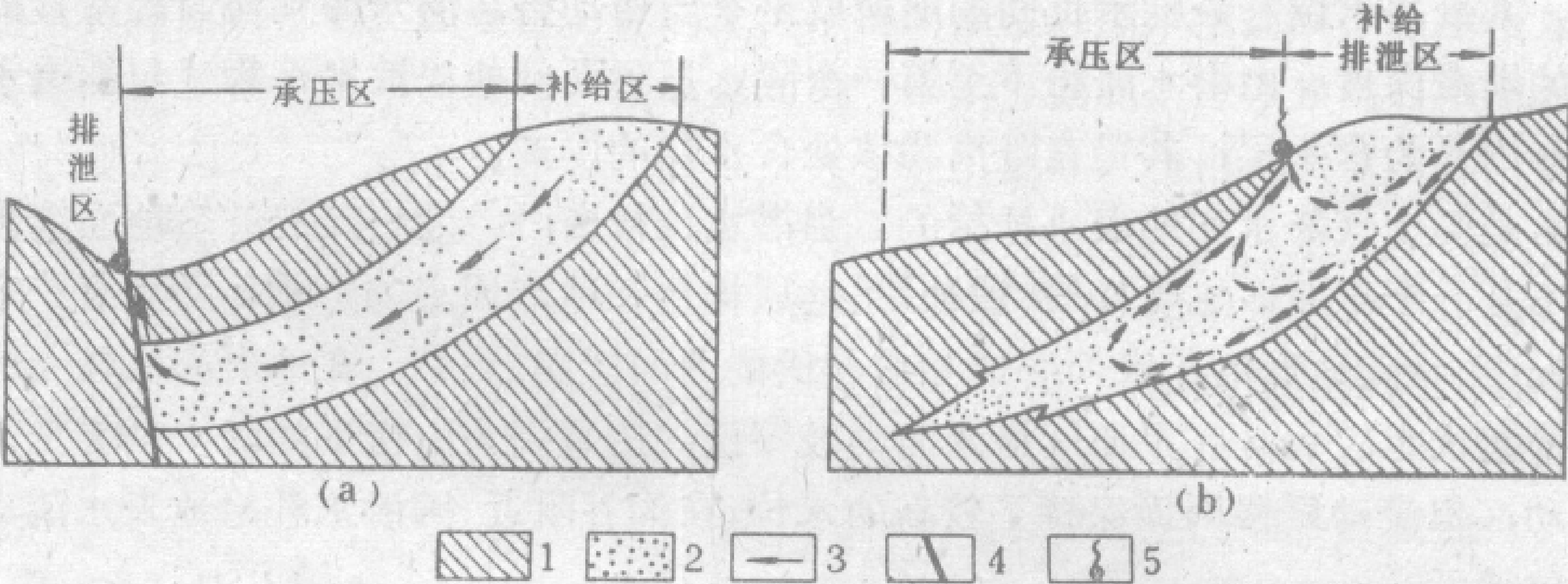


图 7—6 单斜构造中的承压水

1—隔水层；2—含水层；3—水流方向；4—断层线；5—泉；
a—被断层错开的含水层；b—被隔水层圈闭的单斜含水层

同一地区可以有不同标高的多层承压水。承压水补给来源通常较稳定，而且多经过长途渗流，所以水量稳定、水质好，是稳定的水源。

上述基本类型的地下水按其所贮存岩石的空隙特点又可分为孔隙水（主要埋藏于各种成因的松散堆积物和风化基岩的表层)、裂隙水（贮存于裸露基岩的风化裂隙、岩浆岩的原生裂隙、各种岩石的构造裂隙、断层和构造破碎带中）和岩溶水（贮存于因溶蚀形成的缝隙或溶洞中)。

井和泉　井(well)是人工揭露的地下水露头，一般民用井只到达上层滞水或潜水，一些深井则可揭露到承压水，因而可获得水量稳定、水质好的地下水。从井中大量抽水，会使其附近的水位下降，并以井为中心呈一漏斗状称为降落漏斗。若抽水量大于补给量，降落漏斗的面积会迅速扩大，水位的下降甚至可使井干涸、或要较长时间才能恢复到原来水位。城市地区如果过量抽水，不仅会使含水层干涸，还因建筑物的压力使已干涸的含水层被压缩，导致地面沉降。世界上一些大城市如纽约、东京、上海都发生了地面沉降现象。

如上海的最大沉降量曾达2.63m，天津的降落漏斗中心的深度曾超过80m，最大沉降量曾达1.78m。上海、天津等地在研究了上述规律后，采取向含水层回灌和合理控制抽水的措施，使地面沉降现象得以缓和。

泉（spring）是地下水的天然露头。是地下水在适当条件下溢出地面的自然现象。山区通常因剥蚀作用较强，只要下切至潜水面以下，地下水便可溢出，形成泉；平原区因堆积物较厚，剥蚀作用较弱，地下水多不易出露。

根据泉水溢出情况，一般把泉分为上升泉和下降泉两大类。下降泉多由非承压水（潜水或上层滞水）补给。水受重力影响自高处向低处溢出。这种泉多出现于山坡下或沟谷中。上升泉多由承压水补给，水体承压而向上涌出。

按照泉的成因可分为接触泉、断层泉、侵蚀泉。接触泉是在透水性不同的岩层接触时，水流受阻沿接触面溢出而形成的泉；断层泉是由断层使含水层受阻挡上升至地表而形成的泉，这种泉常沿断层呈串珠状分布；侵蚀泉是地面流水和风等剥蚀使含水层露出地表而形成的泉（图7—7）。

此外，按泉水的温度可分为普通泉、温泉和冷泉。普通泉水温度与当地平均温度大致相当；温泉（thermal spring）的泉水温度高于当地平均气温，或水温大于20℃；冷泉的泉水温度远低于当地平均气温。温泉的热量来自岩浆活动或地壳深部的地热，所以常出现在近代火山活动或深断裂分布地区。有些温泉水温很高，如云南腾冲附近及海南岛的温泉泉水温度高达90℃以上。

部分泉水中可溶有各种矿物质（如碳酸、硫、氟等，甚至含放射性元素），这种泉称为矿泉（mineral spring），矿泉水可作医疗用，有些甚至是良好的饮料，有些则可利用其中某些成分为工业原料。

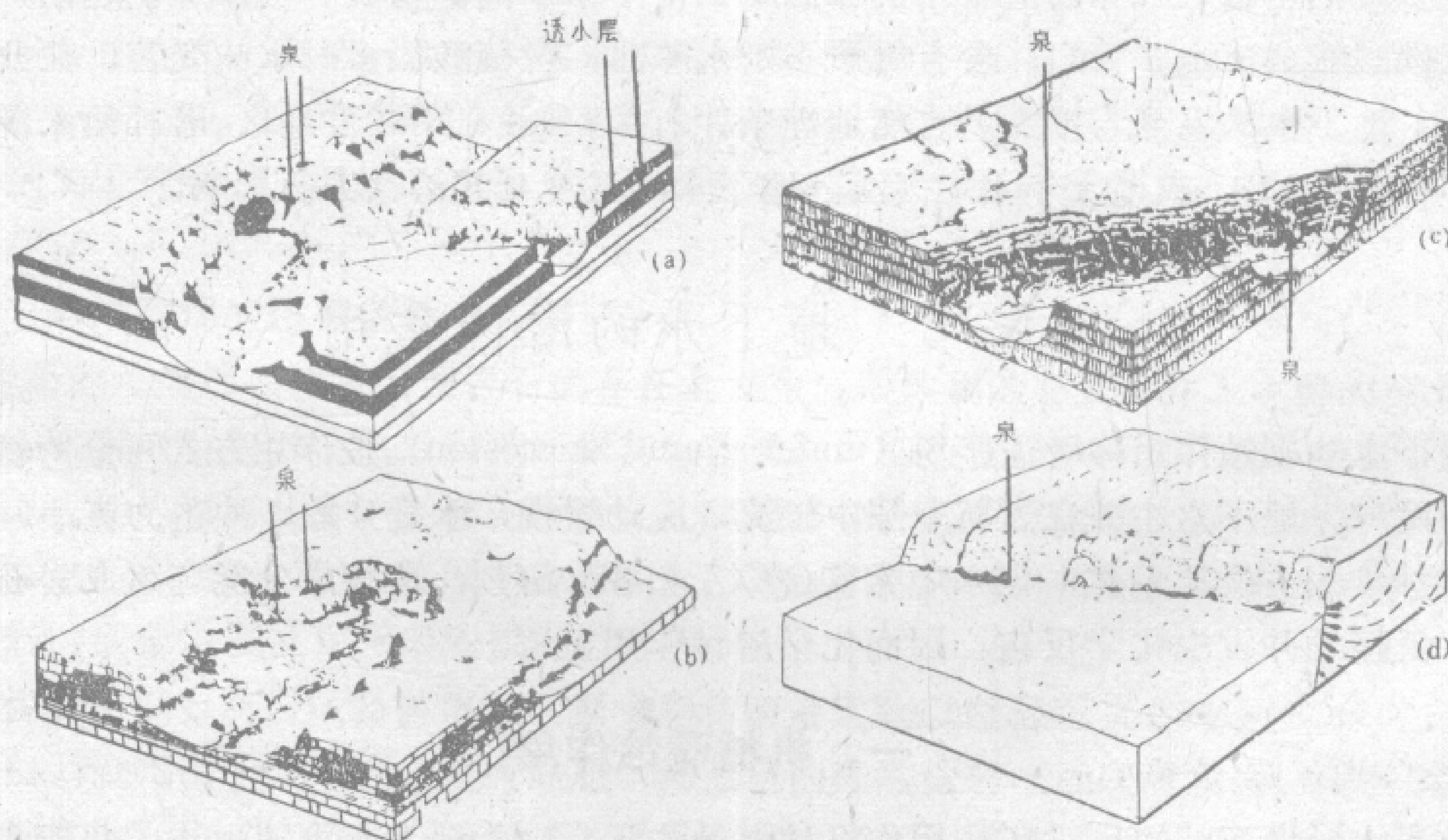


图 7—7　泉的类型

a—发育于透水层在谷壁出露处的泉水（侵蚀泉）；b—石灰岩洞穴出露处的泉水（溶洞泉）；c—沿岩壁裂隙出露的泉水（接触泉）；d—断层泉

四、地下水的化学成分和物理性质

地下水常溶有一定数量的气体和矿物质，其含量随地而异，主要与流径地段的岩石性质有关。气温、生物活动及地下水补给条件等，都会对地下水的化学成分有影响。

溶解于地下水的气体主要有O_2、N_2、CO_2、H_2S等，O_2和N_2主要由空气供给，其含量常随深度增加而减少，O_2的大量存在可构成氧化环境，H_2S则是缺氧条件下，处于还原环境的产物，多存在于深层地下水如油田水中。

CO_2的来源有两方面，一方面来自有机物的氧化，植物的呼吸作用及生物残骸的分解，这种作用多发生在大气、土壤及地表水中，并随水一起渗入地下；另一方面来自深部的碳酸盐矿物（如方解石$CaCO_3$），这类矿物在高温下可分解产生CO_2。若地下水中CO_2的含量较高，其溶蚀易溶性岩石的能力将加强。由于土壤水分中CO_2的含量远较地表水中高（地表水中CO_2含量平均为0.03%，而土壤水分中的含量为0.74—9.74%，均为容积百分比），加上植物根系和微生物的活动，还会使土壤中的CO_2含量不断增加。据测定，水温15—20℃时，地下水溶解的CO_2可达5—30ml/l。一般认为，地下水中CO_2的含量是随深度逐渐增加的。由于热带、温带的生物活动较强，地下水中CO_2的含量也较寒冷地带多。

地下水中还含有多种元素，目前已发现的有62种，但其含量一般都很少（很少超过1mg/l）。地下水主要含Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}等阳离子；和SO_4^{2-}、HCO_3^-、等阴离子；有时还含一定数量的不溶解残余物（如Fe_2O_3、Al_2O_3等）。它们的含量对地下水水质有很大影响。

地下水的物理性质主要有透明度、颜色、嗅味及味感等。透明度取决于地下水中所含的矿物质及机械混合物的数量。地下水的颜色受化学成分的影响，如含Fe^{2+}多时，水呈浅蓝色；含腐植质多时呈浅黄色等。一般地下水无臭味，但若含H_2S多时可呈臭鸡蛋味，有机质过多时则呈腐烂气味。地下水的味感是由溶于水中的矿物质、气体等引起的，如含适量的重碳酸盐会使水味可口；含有机质多则水味甜；含硫酸盐多时水味变苦；盐分过多使水发涩。地下水的温度与埋藏的自然地理条件有关，一般在中纬度地区，若补给来源不深，水温多在5—12℃，或近于年平均气温。地下水的温度对其溶蚀力有影响。

第二节 地下水的潜蚀作用

地下水的剥蚀作用称潜蚀作用（underground corrosion）。按作用方式可分为机械的、化学的两种。地下水主要在岩石空隙中渗流，流动缓慢，水量分散，冲击力甚小，所以其机械潜蚀作用占次要地位；但水中常富含CO_2和各种溶剂，这些成分能与组成岩石的矿物颗粒广泛接触并发生化学反应，因而化学潜蚀作用显著。

一、机械潜蚀作用

地下水对岩石的冲刷破坏作用称机械潜蚀作用。由于地下水流速很小，只能带走空隙中的细小物质，使孔隙扩大。随着孔隙扩大，机械潜蚀作用也会不断增强。胶结不紧的松散堆积物在地下水的潜蚀作用下会降低强度，有时会形成孔、洞。在重力作用影响下，常引起崩塌和陷落，这种现象常见于厚层松散沉积物或黄土发育地区，有时可形成特有的土

林地形。松散堆积物中地下水的运动可使岩石颗粒间的连结力遭到破坏，某些富含水的砂层会因此而形成流砂；粘土层饱含地下水时可发生膨胀，增加其可塑性，导致斜坡地带的土层蠕动和变形。

流动于较大空隙中（如溶洞、断裂带、裂隙带等）的地下水，因水量集中、流速加大，常有较大的冲刷力，它可使洞穴或裂隙不断扩大，有时还因局部被掏空而引起崩塌。

二、岩溶作用和岩溶地形的形成过程

地下水通过对岩石、矿物的溶解所产生的破坏作用称化学潜蚀作用（我国称为岩溶作用，国外称为喀斯特作用(karstfication)）。这种作用可使岩石中的孔隙或裂隙逐渐扩大，以至发育成巨大的洞穴，并形成一些独特的地形形态和沉积物。岩溶作用形成的地形称岩溶地形（国外称喀斯特地形（karst landform））这种作用及其产生的自然现象可统称为岩溶或喀斯特现象。

喀斯特（karst）一词来源于南斯拉夫亚得里亚沿海的喀斯特高原，那里碳酸盐岩非常发育，地下水的化学潜蚀作用形成了奇特地貌景观。十九世纪末，南斯拉夫学者J·司威治（Cvijic）把这种地貌景观命名为喀斯特。我国岩溶发育地区约占全国的13%，分布面积之广，类型之多，为世界各国所不及。三百多年前，明代学者徐霞客（1586—1641），在《徐霞客游记》中对滇、黔、桂地区的岩溶作了较详细的研究和描述。他的研究较欧洲学者约早200余年。1966年在我国第二次喀斯特会议上决定，将喀斯特一词改称为岩溶。

地下水对可溶性岩石的溶解力与地下水中CO_2的含量有关，CO_2的含量越大，对岩石的溶蚀力越大。地下水中的一部分CO_2是以碳酸氢根（HCO_3^-）的形式存在的（$CO_2+H_2O\rightarrow H^++HCO_3^-$）。含$H^+$和（$HCO_3$）$^-$的水与石灰岩（主要成分为方解石$CaCO_3$）接触时，便会发生化学反应，使其溶解度大大增加，其化学反应式为：



$$CaCO_3+H^++[HCO_3]^-\rightleftharpoons Ca^{2+}+2[HCO_3]^-$$

由于CO_2的存在，会使石灰岩的溶蚀作用增强。因而，在石灰岩地区常发育有溶蚀作用形成的空隙或空间，并可逐渐扩大成为巨大的溶洞。持续发展还会形成纵横交错的洞穴体系。在洞穴发育到一定程度，受重力作用的影响还会发生崩坍现象，可以形成奇峰耸立的独特景观。

（一）岩溶作用的进行条件

1. 岩石的可溶性　　可溶性岩石的存在是发生岩溶作用的必要条件。主要的可溶性岩石有碳酸盐岩（石灰岩、白云岩等）和其它盐类岩（即蒸发岩包括氯化物、硫酸盐、硼酸盐矿物组成的岩石）。此外，还有钙质胶结的碎屑岩等。其中以碳酸盐岩分布最广，约占沉积岩出露总面积的20%，在我国则占沉积岩出露面积的55%。其它易溶岩石分布面积较小。因此岩溶现象主要发育于碳酸盐岩出露区。

碳酸盐岩中以石灰岩最易被溶蚀，据实测其溶解度比以白云石〔$CaMg(CO_3)_2$〕为主要成分的白云岩高出0.5—2倍。含有硅质、粘土质的碳酸盐岩（如硅质灰岩、泥灰岩等）其溶解度则更低。由于上述岩石溶解度的差异，其发育的岩溶地形也有不同特点。以桂林至阳朔的公路两侧为例，厚层质纯的石灰岩出露地段，常可以形成景色宜人的奇峰异洞，但泥质灰岩、硅质灰岩发育的地段，或夹有难溶岩石的地段，因岩石溶蚀后变得疏松，故很少见到溶洞和悬崖峭壁，甚至可呈缓坡丘陵地形。

可溶性岩石的结构对岩溶的发育也有影响，由较粗的粒屑(粒径>0.1 mm）组成的石灰岩常较粒细的更易于溶蚀。原因是其空隙率较大，有利于溶蚀作用的进行。经变质作用形成的结晶灰岩虽然晶粒大，但因其空隙率变小，反而变得难溶。

2．岩石的透水性　透水性强的岩石有利于岩溶的发育。可溶性岩石的透水性主要取决于裂隙的发育程度，空隙率居次要地位。若裂隙发育并且长而深，宽度又较大时则透水性好；若裂隙紧闭或短而浅则透水性差。通常褶皱的轴部和断裂带附近，是地表水下渗和地下水易于汇集的地带，最有利于岩溶的发育。若裂隙发育的易溶岩石是沿水平方向延伸的，则易形成溶洞。

3．地下水的溶蚀力　地下水的溶蚀力取决于水中CO_2的浓度。CO_2的浓度与局部的围压成正比，与温度成反比。据实测，水温0℃时，水中CO_2含量为1.1%，可溶解$CaCO_3$的数量为80mg/L。水温20℃时，CO_2含量为0.52%，可溶解$CaCO_3$的数量为60mg/L。当水向下渗透或在岩石空隙中渗流时，因压力增大，水中CO_2的含量增加，其溶解$CaCO_3$的能力也加大，一般情况下溶洞中的地下水可溶解$CaCO_3$150—300mg/L。

最有利于岩溶发育的地区是湿热气候区。湿热气候区的气温高、水量充沛、植物繁茂、土壤层厚。在那里，渗流于可溶性岩中的地下水水温常较高，水温高可使化学反应速度加快。据测定，水温每升高10℃，反应速度可加大一倍（表7—3）。湿热地区植物繁茂、土壤层厚，水渗过土壤层时能溶解土壤中的CO_2，生物作用也可使水中CO_2的含量增加，因而可加强其溶蚀力。以湖北宜昌为例，在地下50cm处土层中的空气含CO_2为2.72%；84cm处为1.25%。这样，在水温15—20℃时，水中CO_2含量达5—80mg/L，可溶解$CaCO_3$140—320mg/L。比地表的溶蚀力高数倍。

表7—3　我国一些地区的溶蚀速度

地　区	年降水量 (mm)	年平均气温 (℃)	溶蚀速度 (mm/ka)	单位面积溶蚀量 (t/km²·a)	年溶蚀厚度 (mm/a)
河北西部	400—600	6—8	20—30	98—100	0.02—0.03
湖北宜昌	1200	12—15	84.99	220	0.06
四川西部	1160—1350	9	40—50	110—132	
广西中部	2000	20—22	120—200	700—1040	0.12—0.3

（据《中国岩溶研究》，1979）

4．地下水的流动特征　地下水的流动速度对其溶蚀力有很大影响。地下水流动快时，可将被溶蚀的物质迅速带走，并可使地下水保持其溶蚀能力，因而有利于岩溶作用的进行。地下水运动的方向也影响到岩溶地形的发育特点，如在地表及包气带，地下水以向下渗流为主，岩石多被溶蚀成向下延伸的洞穴；饱水带上部地下水运动方向呈近水平状态，易发育水平方向的洞穴。在季节变动带，地下水的运动方向经常变化，在雨季可呈水平方向流动，而且水量和流速都增大，水中溶解CO_2的程度也相应增加，因而有利于岩溶作用的进行。至于深饱水带和处于隔水层中的承压水，一般流速较慢，岩溶作用较弱。但在适宜条件下，深层水也可以流动较快，加上因压力大，水温高，溶解的CO_2及其它酸类有时较多，也会有较强的溶蚀力并形成洞穴。如大巴山一个长隧道在施工时就曾发现地下500m深处

岩溶仍很发育。

岩溶作用的结果可在地表及地下形成各种岩溶景观，一般分为地表岩溶和地下岩溶两大类。按其溶蚀形态的延伸方向，则可大致分为垂直的和水平的两类，它们与地下水的垂直分带及其运动状态有关，也与岩溶作用发育程度有关。现将常见的岩溶地形的类型及其形成过程说明如下：

溶沟与石芽　这是由地表水沿岩石表面流动溶蚀而形成的沟、槽和脊状突起。一般溶沟（karren）深数厘米至数米，宽可达1—2m。它可裸露于地表，也可被土层覆盖于地下（图7—8）。石芽（stony sprout）是受岩性和裂隙的控制而形成的，其延伸方向与地面坡度有关，坡度较缓时石芽的排列纵横交错，坡度较陡时则近平行排列。在气候湿热条件下的碳酸盐岩发育区，如岩层较厚、岩层产状平缓、发育有垂直裂隙和地下水渗流条件良好时，可以形成巨型石芽，称石林（stone forest）。云南路南石林中的巨型石芽有的高可达50m，形态万千，尖如剑锋，薄若刃片，状似碑林，是景色宜人的著名风景区（图7—9）

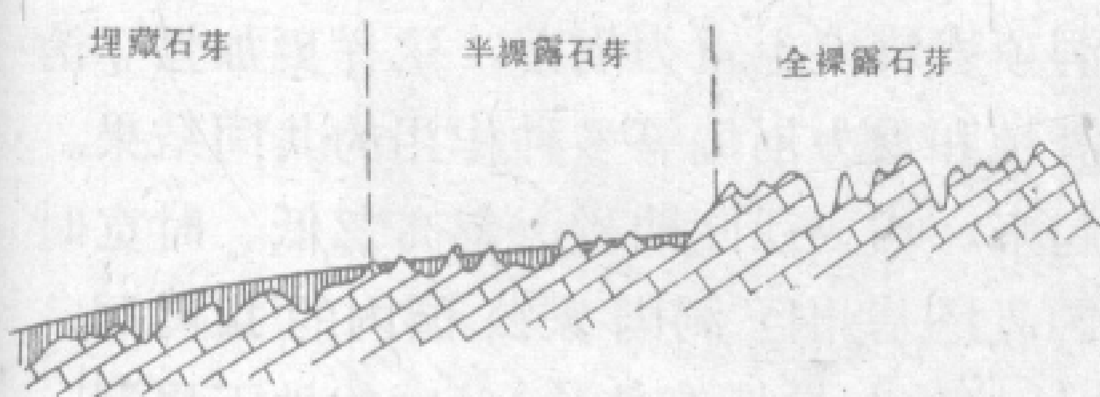


图 7—8　溶沟和石芽


图 7—9　云南路南石林
（据 叶干）

落水洞　落水洞（sinkhole）是地面水沿裂隙垂直下渗和溶蚀形成的近于直立的深洞（图7—10），有时还伴随着重力崩坍作用。落水洞的洞壁陡、深度大于宽度，是连接地表水和潜水面的通道。落水洞的深度常可达数十米至百余米，但洞口直径很少超过10m。是包气带的主要岩溶地形。

溶斗与溶洼　岩溶发育地区地表水沿裂隙集中渗流并溶蚀可溶性岩石，在地表及浅处形成的碟状、漏斗状洼地称为溶斗（funnel），又称为岩溶漏斗（doline）。其底部常有落水洞，有时落水洞堵塞，可以暂时积水成池塘。溶斗侧向扩大、合并和加深可形成的小型的封闭洼地（面积由几平方公里到十几平方公里）称为溶洼（uvala）。溶斗与溶洼也可以是因地下溶洞洞顶塌陷而形成的。

以上几类岩溶地形主要发育于地表和包气带，都具有沿垂向发育的特点。

溶洞　处于饱水带上部或季节变动带的地下水、沿岩层层面、裂隙和断裂带作近水平方向的运动，因而在该带的溶蚀作用也沿水平方向进行较快，形成近水平方向的空洞，称为溶洞（karst cave）。溶洞形成后，由于地下水的化学潜蚀作用和机械潜蚀作用的加

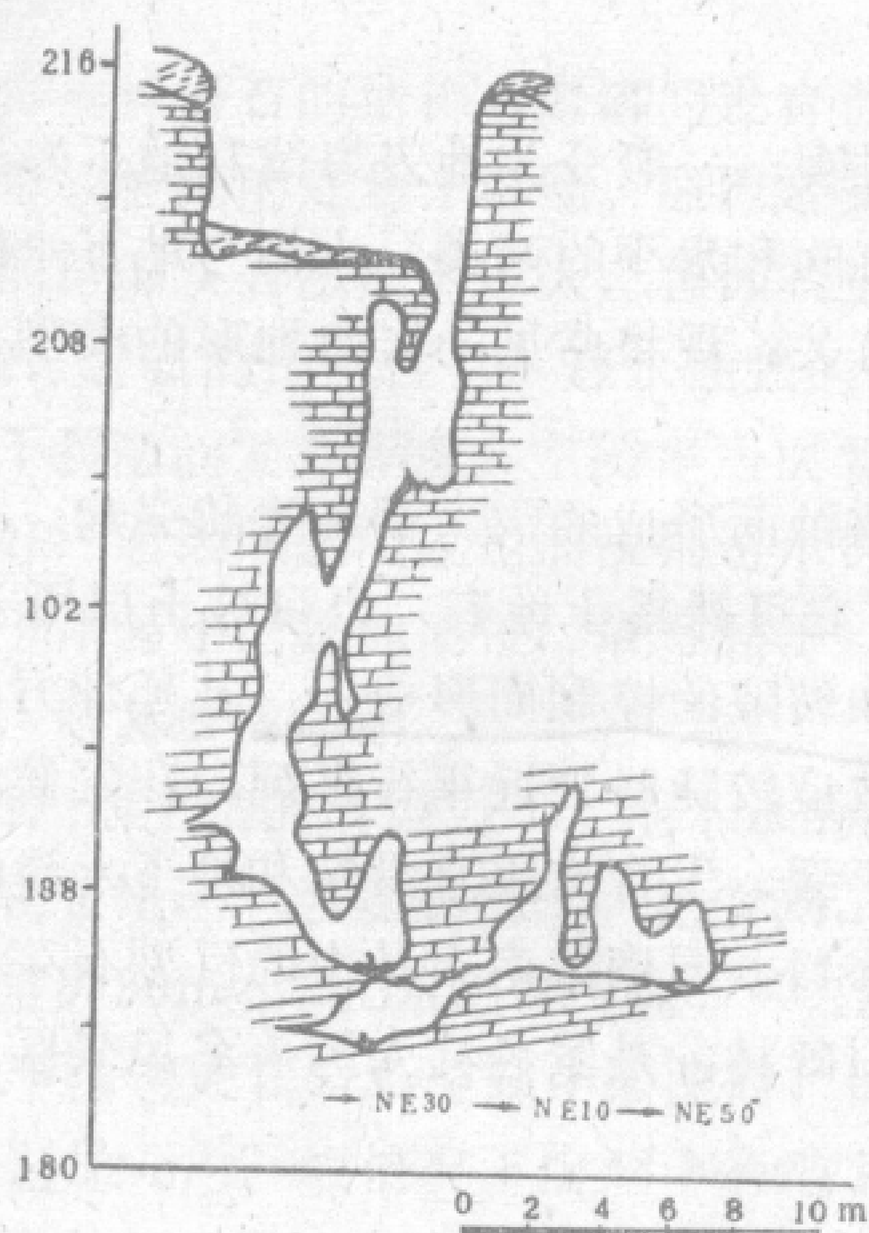


图 7—10 落水洞

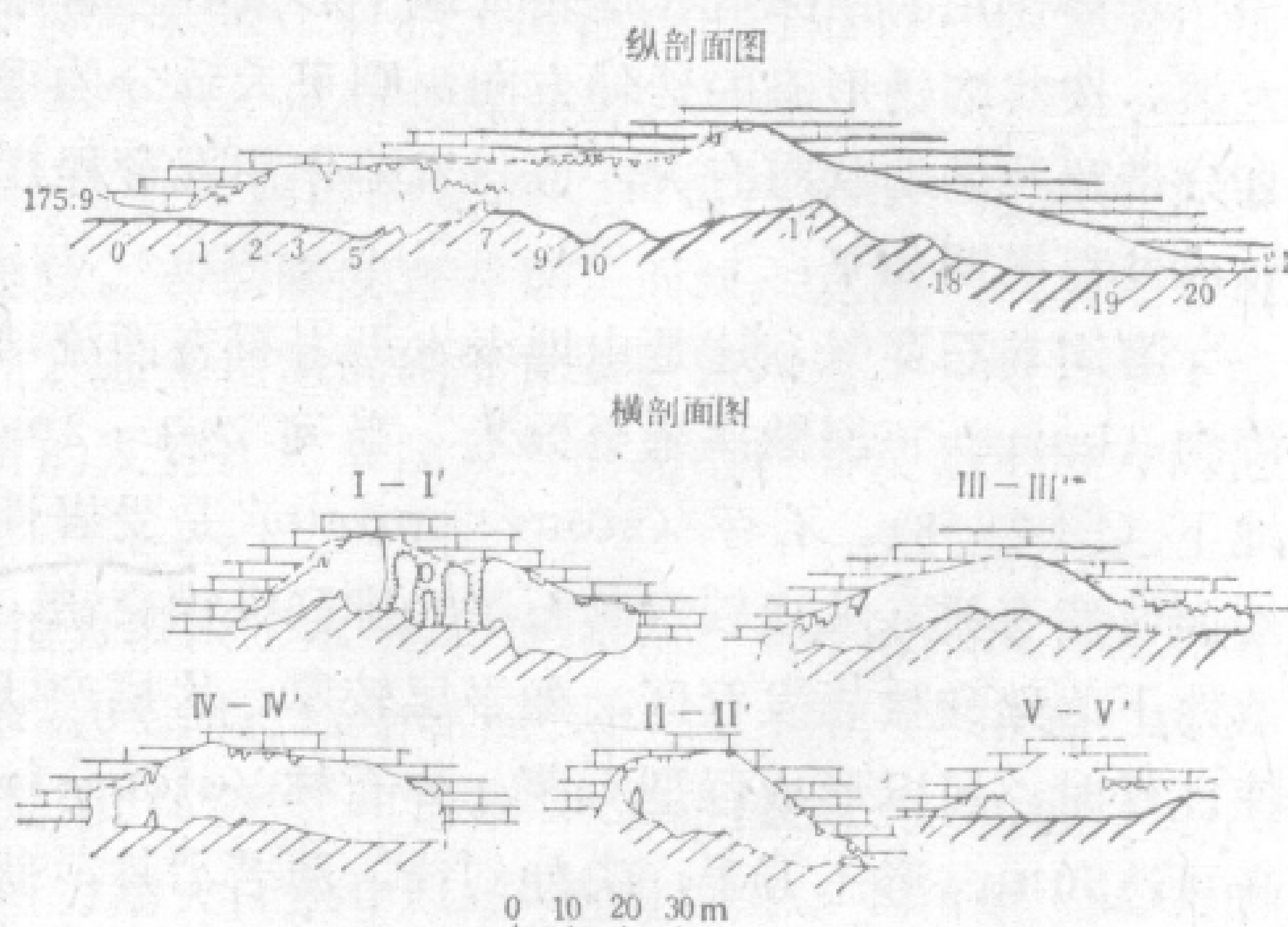


图 7—11 广西芦笛岩溶洞形态
（据 广西壮族自治区地矿局）
上一纵剖面；下一横剖面

强，使溶洞不断延伸和扩大。溶洞的扩大可导致洞顶岩块发生重力崩落，这样更加强了溶洞的发育。所以，溶洞的发育，实际是溶蚀、机械潜蚀和重力崩塌等多种作用的共同结果。随着溶洞的发育，近于同一高度的洞穴可以连通起来，构成迂回曲折、忽高忽低、时宽时窄的溶洞系统。世界上已知最长的溶洞系统是美国肯塔基州巨洞国家公园内的猛玛洞，1972年查明其连续的地下通道长达252km。旅游胜地桂林七星岩有总长16km的地下岩洞，附近的芦笛岩规模虽不及七星岩，但景色更美。近年来，随着旅游事业发展，我国有关部门在贵州、云南、广西、以及华北、东北等地都发现了景色秀丽、风景宜人的溶洞。这些溶洞已成为被开发的重要旅游"资源"。

溶洞内常发育有地下河流。有时地表河流也可沿落水洞、溶斗等潜入溶洞。潜入地表以下沿溶洞或裂隙流动的河流称暗河（地下河，underground river）。暗河在溶洞内的陡急地段可形成瀑布，在平缓地段则可积水成地下湖泊（underground lake）。暗河在地下流动一段距离后，又可重新流出地表成为地表河流。贵州省境内长度大于10km的暗河有84条。有些暗河进出口落差甚大，如贵州乌江两岸的一些暗河进出口平距仅3—4 km，落差竟达300m左右，因而暗河的机械侵蚀力也很大，常可切穿非可溶性岩石，使岩溶向深部发展。若暗河水量较少，其出口处可形成溶洞泉（karst spring）。地下溶洞系统发育地区，因大量地表水转化为暗流或渗入地下，地表常为缺水地带。

溶洞系统的形成，需要地壳较长期处于稳定状态，使横向延伸的溶蚀作用和伴随的崩塌作用得以持续进行，并沿潜水面附近形成高程大致接近的溶洞系统。如因地壳抬升，潜水位下降，原来溶洞位置抬升并处于地下水垂直运动带，因而停止沿水平方向发育，在新潜水面附近又可发育新的溶洞。经过多次地壳抬升和相对稳定的周期性变化，便可形成多层溶洞（multilayer karst cave）。如北京房山上方山地区在300—500m、500—700m、700—1000m的高程上分别发育有高程相近的溶洞和溶洼（旅游胜地云水洞位于500—560

m高程)，说明该区自新第三纪以来曾经历了多次地壳抬升与稳定交替的阶段。

溶盆和溶原 这是可溶性岩石地区经长期的溶蚀和崩塌作用形成的大型半封闭洼地。溶盆又称坡立谷（polje），其规模小，通常面积为十余平方公里；溶原（karstic plain）规模大，面积常达数十乃至数百平方公里。溶原通常是溶盆进一步演化而成的。溶盆和溶原常有河流穿过，谷底较平，堆积有较厚的坡积物、残积物和冲积物。盆地的边缘较陡，发育有成群出现的锥形笔陡的石灰岩峰，峰高可达数十米至百余米不等，称为峰林（hoodoo）。峰林通常是在构造平缓、裂隙发育的厚层石灰岩地区，经长期溶蚀和崩塌后而形成的。广西桂林和阳朔漓江的突兀奇峰就属这种成因。如果岩溶山峰的基部相连时则称为峰丛（series of peaks）。峰林与峰丛合称为峰林地形（图 7—12）。在平坦的盆地底部还星散分布着孤立的石灰岩锥状山峰，称孤峰（或称溶峰，dissolued peak）。在这种地区，广泛发育有落水洞、溶斗、溶洼等地形，地面河流常具有时现时隐（即有暗流）的现象，这说明地下有溶洞，河水从地面渗流到地下，又从地下流至地面的结果。溶盆、溶原代表了在热带气候条件下，岩溶作用长期发育的结果，是岩溶最后阶段的产物。

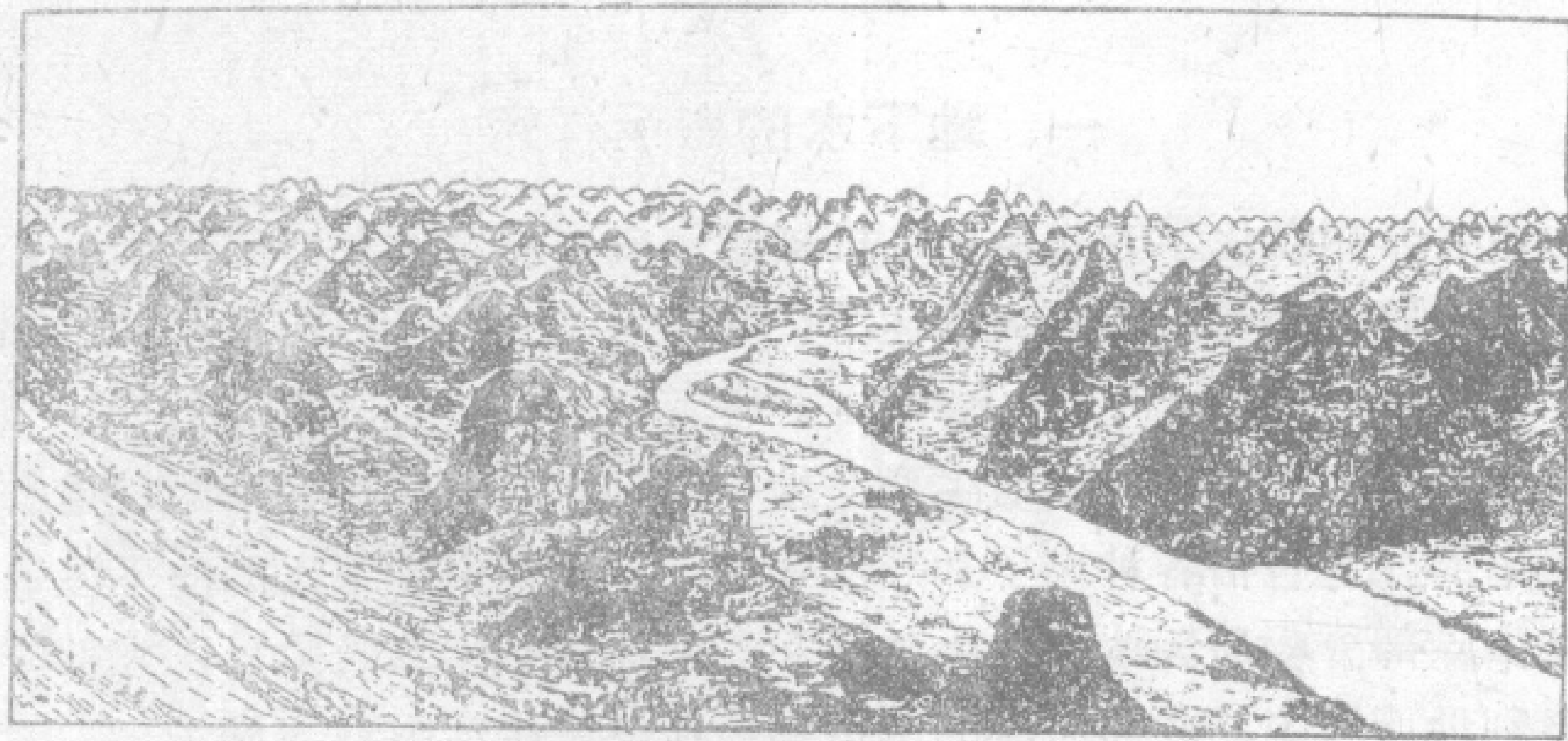


图 7—12 峰林地形

岩溶地形的发育具有一定的阶段性。在岩溶发育的早期，多在地表形成石芽、溶沟、溶斗、落水洞等岩溶地形，地下则开始形成独立的洞穴。中期阶段，地下溶洞的发展和逐渐归并可形成洞穴系统，潜水面以上的溶洞多数是干涸的，在潜水面附近的溶洞可形成暗河；随着崩塌作用的加强，可形成大型溶洼和峰林。岩溶发育的晚期，岩溶盆地不断扩大，乃至形成溶原，溶原中残留有残丘和孤峰（图7—12）。只要地壳长期稳定，气候适宜，经过长期（一千万年以上）的岩溶过程，可以达到岩溶的晚期阶段（图7—13）。

我国岩溶地貌分布范围广泛，各地区因气候、岩性、地形和地质历史等特点的差异，使岩溶发育程度和岩溶形态也各具特点。由于中纬度地区在第三纪时的气候普遍较现代潮湿和炎热，有利于岩溶作用进行。进入第四纪以来，华北地区气候变干旱，且不少地区发育有较厚的复盖层（如黄土、冲积层），因而地表岩溶不发育，以地下岩溶（溶洞等）为主，岩溶地形常呈小区域分布。云南、贵州、广西等地，不仅石灰岩出露广，而且气候适宜，因此，地表和地下岩溶都相当发育，是世界著名的岩溶区。滇黔一带，溶洞暗流发育；桂东北、桂西、滇南则以峰林与溶原地形为主。

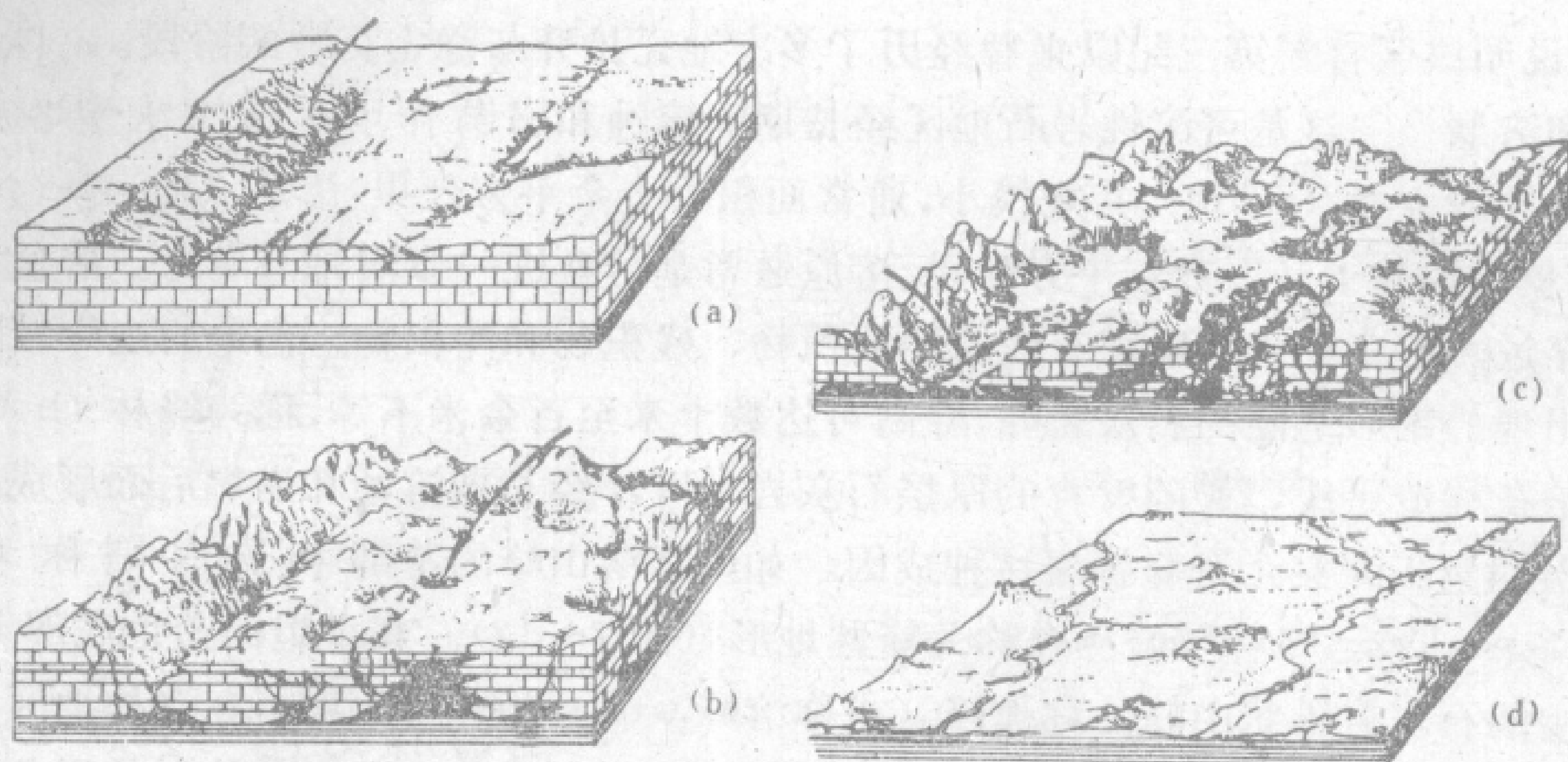


图 7—13 岩溶地形的发育阶段

a—早期阶段（箭头示溶洞、石芽）；b,c—中期阶段（箭头示溶斗或溶盆）；d—晚期阶段

第三节 地下水的搬运作用和沉积作用

一、地下水的搬运作用

地下水的搬运作用以化学方式为主，机械搬运能力通常微弱，只能搬运少量泥质、砂质等细粒物质。但暗流中可以有较大搬运力，其搬运方式和特点与地面流水相仿，这里不作重复。

地下水化学搬运作用的各种物质主要是地下水从围岩中溶蚀而来的，也有一部分是从风化岩石中带出的，它包括各种离子和胶体物质。它们随着地下水的向下渗透或水平渗流而被搬运，其中除部分物质因溶液发生过饱和而沉淀或被土壤吸附外，大部分可随地下水渗流出并汇聚到地面河流，成为河流的溶运物，最终被带入海洋或湖泊。

溶运物的成分和数量，取决于地下水渗流区的岩石性质和风化程度。流经石灰岩区的地下水含HCO_3^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、CO_3^{2-}等溶质较多，多为硬水；干旱及半干旱地区因风化作用较弱，地下水主要搬运易迁移的K^+、Na^+、Cl^-、SO_4^{2-}等离子；在湿热气候区风化作用较强时，地下水搬运的溶质中可有大量SiO_2、$Al(OH)_3$、$Fe(OH)_3$等；流经金属矿床的地下水，溶运物中还会含有有关的金属元素。

地下水的溶运能力与水温、压力、地下水的循环速度及水中所溶解的CO_2的数量及酸度有关。一般情况下，水温高、围压大、流速快，含CO_2和酸类物质多时水中的溶运物多；反之，则较少。

二、地下水的沉积作用

地下水的沉积作用也以化学沉积为主，但也有一定数量的机械沉积。按照沉淀方式可分为化学沉淀、溶解残余堆积、重力崩塌或机械潜蚀产生的碎屑堆积，并可有地下河、湖的碎屑沉积。

（一）化学沉积

地下水所溶运的各种矿物质，如在渗流过程中因水温、压力等物理条件的改变，可使

溶液迅速达到过饱和状态，并发生沉淀。如富含Ca（HCO_3）$_2$的地下水，在压力骤然降低、温度升高的情况下，由于水中的CO_2逸出及水分蒸发，水中的$CaCO_3$会迅速达到过饱和状态而发生沉淀。

有利于化学沉淀的场所是溶洞中渗水裂隙的出口处；泉水的溢出口；以及某些渗水裂隙或孔隙内。

1．溶洞沉积物　当饱含Ca（HCO_3）$_2$的地下水，由裂隙渗入溶洞，便由一个压力较高的环境进入压力相对低的环境，水中CO_2易逸出，水分蒸发，过饱和的$CaCO_3$在渗出口附近会不断沉淀。悬挂在洞顶的锥状$CaCO_3$沉积物称石钟乳（stalactite）(图7—14)；滴至洞底后向上增长的竹笋状沉淀物称石笋（stalagmite）；若两者相连便形成石柱(stalacto-stalagmite)；三者通称为钟乳石，其形成过程见图7—15。若水沿洞壁裂隙渗出，可以形成帷幕状的沉淀物称石幔。世界上已知最长的石钟乳是爱尔兰波尔洞的石钟乳，长达11.6m；最高的石笋在法国的阿尔芒洞，高达29m；西班牙的内尔雅洞内的石柱则高达59m。这些沉淀物多呈圆柱状，并具同心圆状结构，它反映了沉淀过程中的周期性变化。石钟乳的中心多有小孔，为渗出水流的通道。

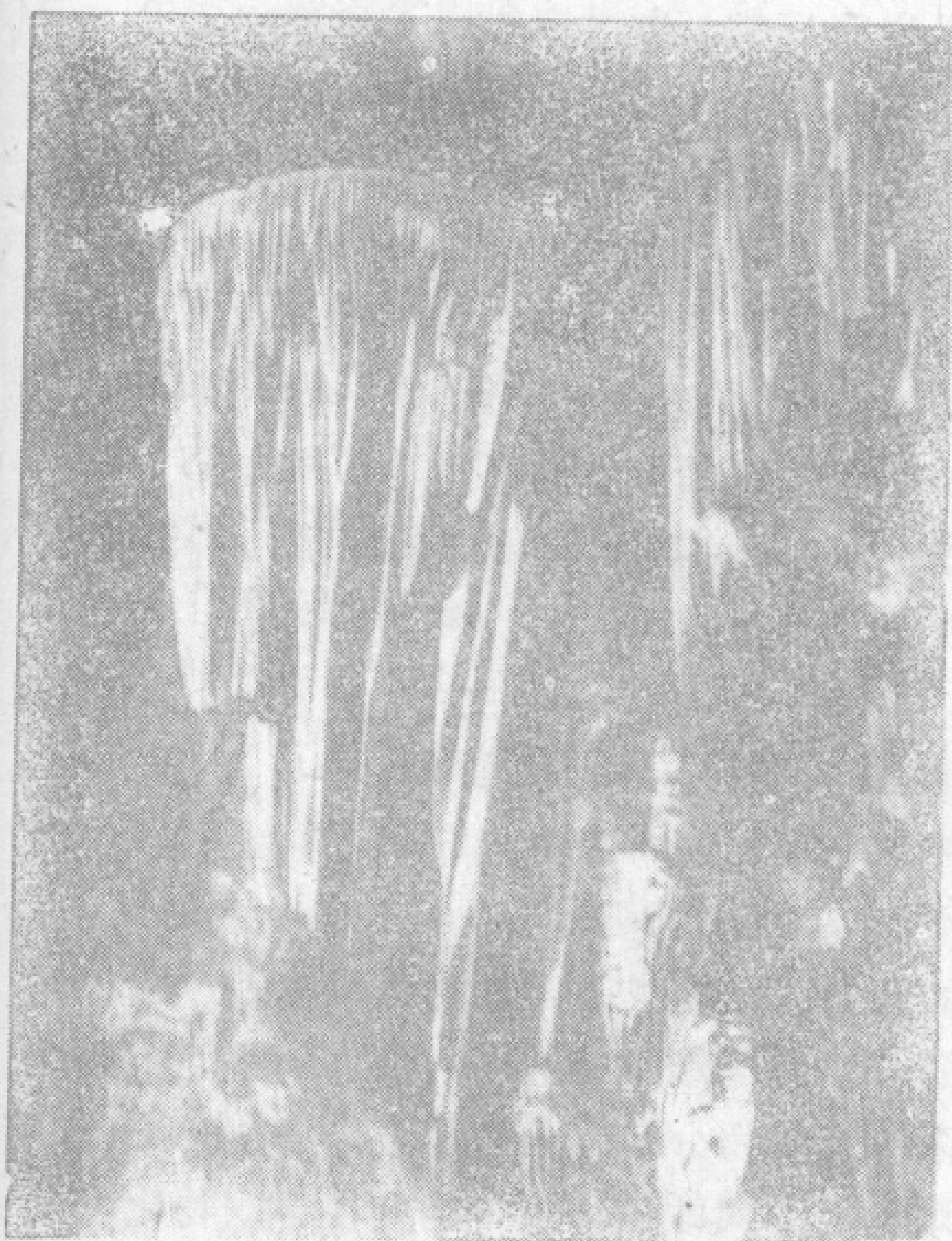


图 7—14　广西桂林芦笛岩内的石钟乳

（叶干摄）

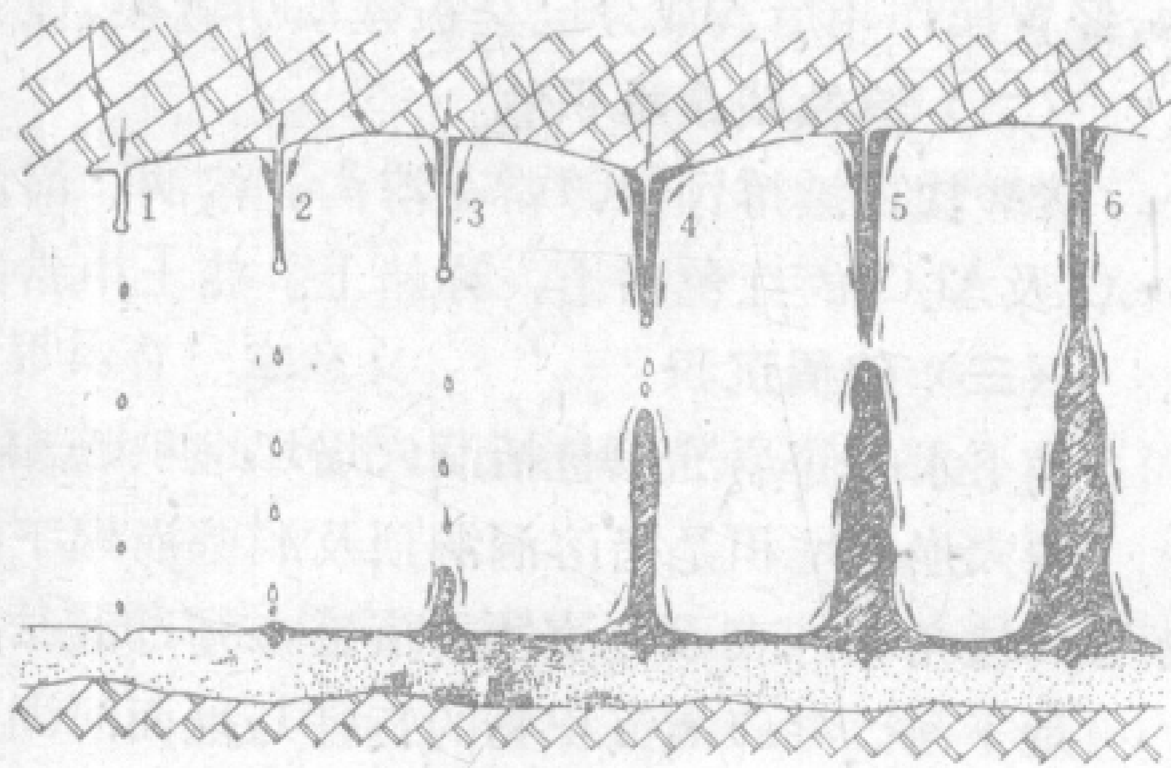


图 7—15　石钟乳、石笋、石柱的形成过程

（据 R.Kettner）

2．泉华沉淀物　泉华（sinter）(图7—16）是泉口附近的沉积。泉水出口处，也和溶洞中渗水裂隙的出口处的情况类似，饱含矿物质的泉水，溢出地面时，因CO_2大量逸出，溶液中的矿物质迅速达到过饱和而沉淀下来，形成泉华。泉华的成分以$CaCO_3$为主的称石灰华（travertine）；以硅质为主的称硅华（silica sinter）。泉华在形态上多为大片分布的台阶状或孤立出露的锥状。我国岩溶地区的泉水和不少温泉附近都有泉华的沉积。四川康

定有半个城就是座落在石灰华上的。



图 7—16　泉华

3. 渗水裂隙和孔隙中的沉淀物

饱含矿物质的地下水在裂隙中渗流，若温度、压力发生变化，水分蒸发，也可使矿物质发生沉淀。常见的有 $CaCO_3$ 沉淀形成的方解石脉；SiO_2 沉淀形成的石英脉；及铁、锰质在紧密裂隙和层面中的沉淀。渗流于岩石和松散堆积物孔隙中的水，也会发生类似的沉淀。例如部分岩石颗粒间的胶结物就是地下水的沉淀物。矿物质沉淀物如围绕某些颗粒凝结，则可形成结核（nodule），常见的有钙质结核、铁质结核等。如岩石中有较大空隙，在地下水的沉积作用下，其沉淀物也可结晶为晶体，并可发育成良好的晶洞。从晶洞的特点看，可以说有一部分晶洞与地下水的沉淀有关。地下水还可以通过物质置换作用，把埋藏在沉积物中的生物遗体置换成矿物质（如$CaCO_3$、SiO_2等）。如硅化木原是古代树木，经置换作用后其成分已全被硅质所置换，但其外形及内部结构却保持原来树木的特征。

（二）溶蚀残余堆积物

碳酸盐岩被溶蚀后，常在溶沟、溶洞、溶洼、溶原等负地形及洞穴的底部，残留富含Fe_2O_3及Al_2O_3的红色粘土，称赭土。赭土中常能发现溶蚀后残留的石灰岩砾块。

（三）碎屑沉积

地下水的碎屑沉积包括洞穴崩塌堆积物和地下河、湖的碎屑沉积两类。

洞穴崩塌堆积是指溶洞洞顶及洞壁崩塌下的岩块和钟乳石碎块的堆积。砾块多呈大小不等的棱角状，表面有溶蚀的痕迹，经过胶结可形成溶洞角砾岩。

地下河、湖碎屑沉积物的特征与地面河湖的碎屑沉积物类似，是具层理的砂、砾和泥质沉积。暗流中沉积的砾石多数是从洞外带入的，常有较好的磨圆度，但也常常混杂有溶洞崩塌下的砾块。由于沉积物的分布受溶洞所限，沉积物分布范围较局限。

此外，溶洞常是古代动物和古人类的栖息场所，洞穴堆积物中常能发现古动物化石及古人类化石，有时还保存有人类活动的文化遗迹（如石器、骨器、灰烬层等）。这是研究地质历史、人类发展史及岩溶发育历史的珍贵资料，因此，要倍加小心地保护。如北京周口店龙骨山的溶洞内就发现了世界著名的中国猿人北京种化石及山顶洞人化石，还发现了相应的文化层。

第四节　古　岩　溶

古岩溶是指新生代以前发育的岩溶。地质历史时期中，如在一段较长时间内，地壳以

区域性抬升为主，沉积作用发生间断，并具备有利岩溶作用的气候条件和其它基本条件时，就可以发育各种岩溶现象。我国境内在地质历史时期，曾经历过几次强烈的岩溶作用时期，如华北地区在震旦纪末和奥陶纪末均为重要的岩溶期；华南地区自白垩纪至第三纪初，以及第三纪末至第四纪初，也是重要的岩溶发育期；华南部分地区的岩溶现象则是第三纪以来延续发育的。

古岩溶形成后，会受到各种外力地质作用的破坏，地貌形态多数很难完整地保存下来，加上多数已被时代较新的沉积物（或已固结成岩石）所覆盖和充填，因而较难识别，但仍可据其残余的地形和沉积物特征加以推断。

被沉积物或沉积岩覆盖的古岩溶面，在形态上常表现为经历过岩溶作用的碳酸盐岩岩层的顶板，在短距离内有较大幅度的起伏；在起伏面上常保留有溶蚀的痕迹（如石芽、溶沟等）；有时还能发现岩溶残余堆积物（如夹杂有溶蚀痕迹的石灰岩角砾的赭土等）和洞穴沉积（钟乳石或溶洞角砾岩等）。深埋的古峰林、孤峰（古潜山）的古剥蚀面，其古岩溶面起伏更大。图7—17是河北唐县发育于震旦纪末的古岩溶面剖面。其中，震旦系的含燧石条带白云岩的顶板，因溶蚀而形成凹凸不平的形态，在20m距离内高差起伏达10—20m，洼处已填充了崩塌堆积物，并经成岩作用形成为钙质胶结的燧石角砾岩。

古岩溶形成的洞穴多已被后期的沉积物所充填，充填的沉积物呈囊状、袋状等，在沉积物中的石灰岩石块和洞壁仍可见有溶蚀作用的痕迹。

在古岩溶的岩溶面上可见有古风化壳，古风化壳上的残积物多为铝土质及铁质等。

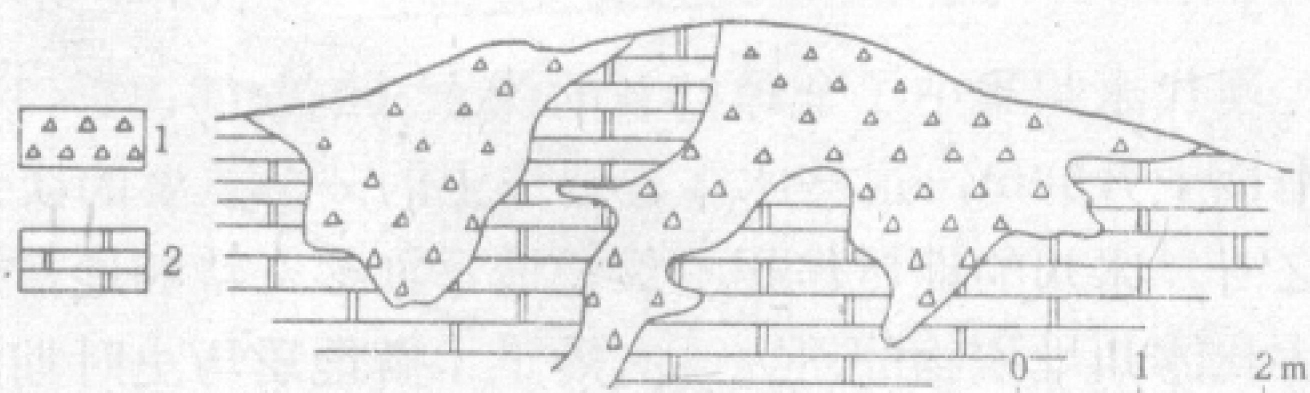


图 7—17 河北唐县东塘梅发育于震旦纪末期的古岩溶
1—燧石角砾岩；2—燧石条带白云岩

识别古岩溶不论在理论上和生产实践上都具有一定意义。

（1）古岩溶面代表了地壳抬升的相对稳定阶段，可作为分析地壳运动性质的重要依据；

（2）有古岩溶存在，说明当时该区处于温暖潮湿的气候特征，而且是处于古陆被剥蚀的状态，有助于分析古地理和古气候；

（3）近年来已发现石油和天然气可储存于古潜山周围和溶洞中（如华北任丘油田的一些高产井就位于古潜山附近）；

（4）有些金属矿床与溶洞有关，形成"岩溶型矿床"，因而研究古岩溶具有一定的找矿意义。

第八章　冰川的地质作用

第一节　概　述

冰川（glacier）是大陆上常年积雪的地区，由积雪形成的能运动的冰体。它分布于极地附近或中、低纬度的高山区。积雪层在较长时间的压力等的作用下，经过一系列的物理变化，可形成具可塑性的冰川冰（glacier ice）。冰川冰在其自身的压力和重力作用下，沿斜坡或一定的谷道缓慢地流动，就形成了冰川。

现代冰川分布的面积约有1.49×10^7km²，约占大陆面积的10%。在地质历史时期中曾有过多次大规模冰川活动的时期（冰期），第四纪冰川的鼎盛时期，冰川曾覆盖了大陆面积的1/3。

现代冰川集中了全球85%的淡水（约2406.41×10^4km³），若将其全部融化，可使世界海面上升66m，这些冰雪是地球上的一个重要的淡水资源。冰川是大陆上重要的地质营力之一。冰川的地质作用不仅塑造了许多奇特的地形形态，而且还形成了独特的沉积物。对古代冰川堆积物的研究，有助于了解地质历史时期的古地理、古气候的变化规律，对找矿及水文地质和工程地质等工作也有一定意义。

一、冰川的形成

冰川的形成需要有两个基本条件：一是年平均气温在0℃以下，大气降水（以雪为主）比较丰富，雪的积累量大于其消融量；二是要有适合冰雪大量堆积的场所（积雪盆地等），并具备有一定的坡度，以利于冰川的流动。

通常冰川可分为积雪区、消融带及介于其间的流动区等三段（图8—1）。

终年积雪区的下限称雪线（snow line）。雪线附近年降雪量等于年消融量；雪线以上终年积雪；雪线以下年降雪量少于消融量，只有在冬季或降雪时才被积雪覆盖。

各地雪线的高度受温度、降雪量和地形的影响，高纬度地区的雪线较低，如极地附近甚至接近海平面；低纬度地区雪线则较高，如位于南纬3°的坦桑尼亚乞力马扎罗山，雪线可高达4800—5200m。南、北纬20—30°附近地区因气候干燥，雪线位置最高，如位于南纬20—25°间的南美洲安第斯山，雪线高达6400m。即使在同一地区，由于两坡降雪量的差异等原因，雪线也可处于不同高度，如喜马拉雅山南坡，因受印度洋吹来的潮湿空气的影响，降雪量较多，雪线高度为4400—4600m；北坡较干燥，可高达5800—5900m。此外，若地形上位于背阴的洼地，因易于积雪，雪线也较低；反之，在陡峭的阳坡上，雪线位置相对要高一些。

由雪转变成冰川冰，需经历压紧、冻结和重结晶等一系列过程。积雪盆地积聚的雪，在地表热力影响下，尖端融化并逐渐固化和归并成粒径较大的雪粒。随着雪层加厚，底层

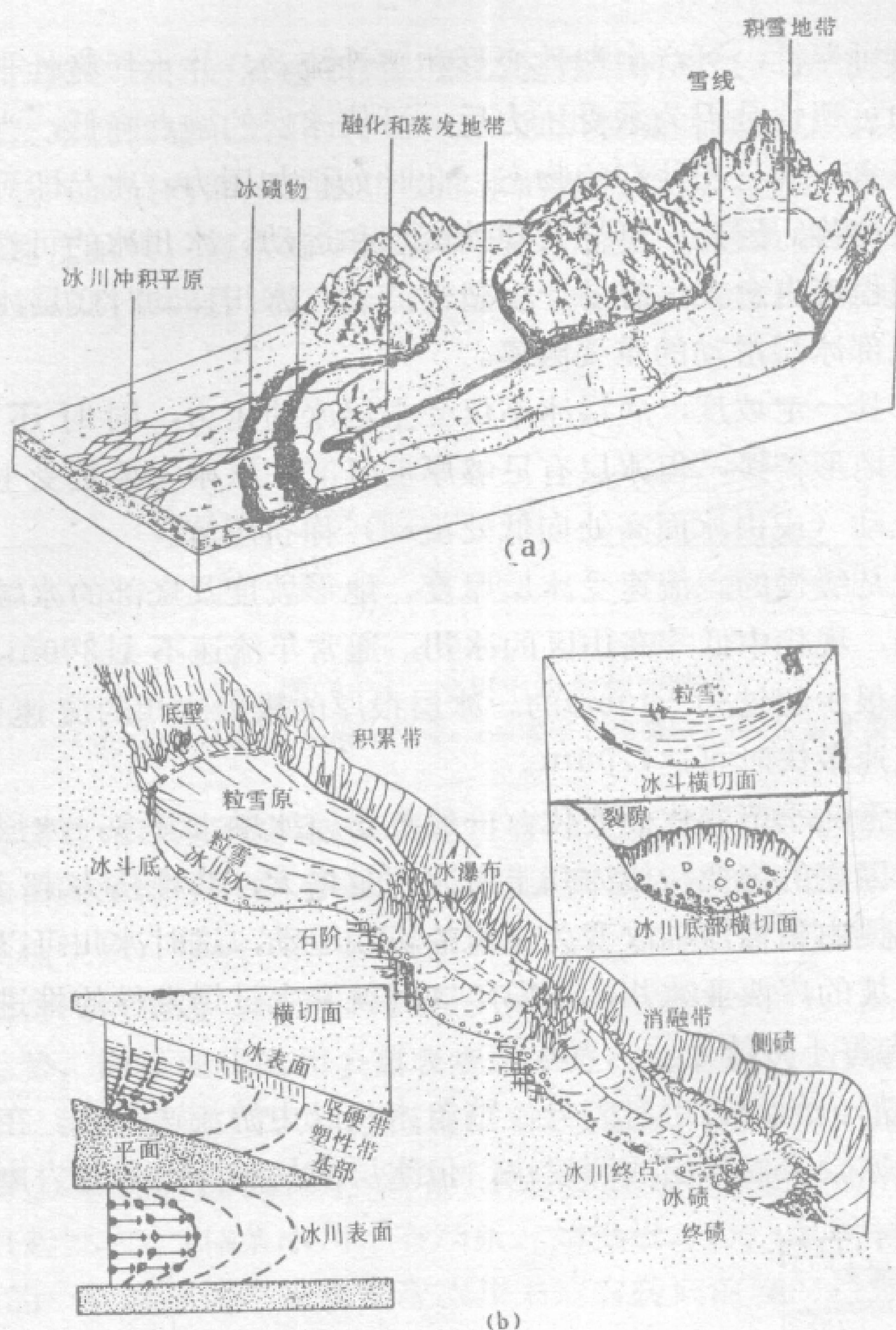


图 8—1 冰川的主要组成部分

a—冰川及其毗邻地带的概貌；b—冰川及其横剖面图

（b图中之点纹部分示冰川以外的积雪或岩石）

雪因承受上覆雪层的巨大压力，以及融雪水的渗入和冻结，使雪粒结成白色粒状的粒雪(firn)。我国西部积雪盆地的粒雪直径常达0.5cm，比重平均为0.5。底层的粒雪经较长时间（几年甚至几十年）的压紧，使冰晶紧紧连接或发生重结晶作用，加上冰晶间薄膜水的冻结，晶粒粘结可形成块状的冰川冰。冰川冰是冰晶的集合体，呈蓝色。冰晶直径可达几厘米，比重为0.9。如对积雪盆地作一剖面，自上而下大致可分为积雪、粒雪和冰川冰几部分（图8—2）。

冰川冰常有明显的层理，每层代表一次降雪和成冰作用过程。在祁连山地区每年有冬、春两季降雪，经过成冰作用后，可以形成蓝色（少气泡的）和白色（多气泡的）冰层各一层，称为一年层。经过多年积累，便可形成多层的冰川冰。

冰川冰形成后，在上层冰雪的压力和重力作用下，冰层发生运动便成为冰川。

二、冰川的运动

冰川是一种固体流，冰川冰呈块状运动。据观察，上部冰层具脆性，称为冰川冰的脆

性带；下部冰层则具可塑性，可产生塑性变形和塑性流动，并承托脆性带的冰层运动。一般认为，下部冰层的可塑性是因为承受压力后，可使冰层的融点降低，当冰层温度近于融点时，它将处于冰、水、气三相共存的物态。此时如稍加压力，冰晶即可沿某些晶格面网滑动或使晶粒间发生位移，因此，可导致塑性变形和运动。冰川冰的可塑程度与冰层厚度有关，冰层愈厚可塑程度也愈大，容易产生塑性流动。冰川移动时底层冰因摩擦生热而产生冰融水也是促使底部冰层滑动的重要因素。

如果冰川的冰床具一定坡度，底层冰不仅受上层冰的压力，同时还受重力影响而流动，形成重力流；在地形较缓，但冰层有足够厚度时，底层冰主要是受上层冰的压力，使冰体由厚处向薄处流动（或由冰面高处向低处流动）称挤压流。

冰川的流动速度是缓慢的。流速受冰层厚度、地形坡度及底部的冰融水水量等因素的影响。通过调查得知，现代中低纬高山区的冰川，通常年流速不过300m，祁连山、天山一带冰川的年流速则很少超过30—100m的。冰层很厚的极地冰川的流速要快一些，如格陵兰的大陆冰川，年流速最快时可达1700m。

冰川的运动速度常随季节变化而变化，一般夏季因冰融水量多，冰层底部滑润，流速会加快。若遇气候等因素的突变，使冰川上游冰积量增大，其推挤力超过冰的强度极限时，冰川运动的形式便由塑性流动改变为快速的块状运动，这时冰川可以爆发性的推进。如位于喀喇昆仑山南坡的库西亚冰川，1953年3月就发生过爆发性的推进，冰川在3个月内推进了12km，平均每小时流速达4.7m。

同一冰川中不同部位的流速也有差异，整条冰川以中游流速最快。在横截面上，冰川中部较两侧快，下层冰较表面冰层的速度快，但冰层的最底部因与基岩摩擦，速度反而降

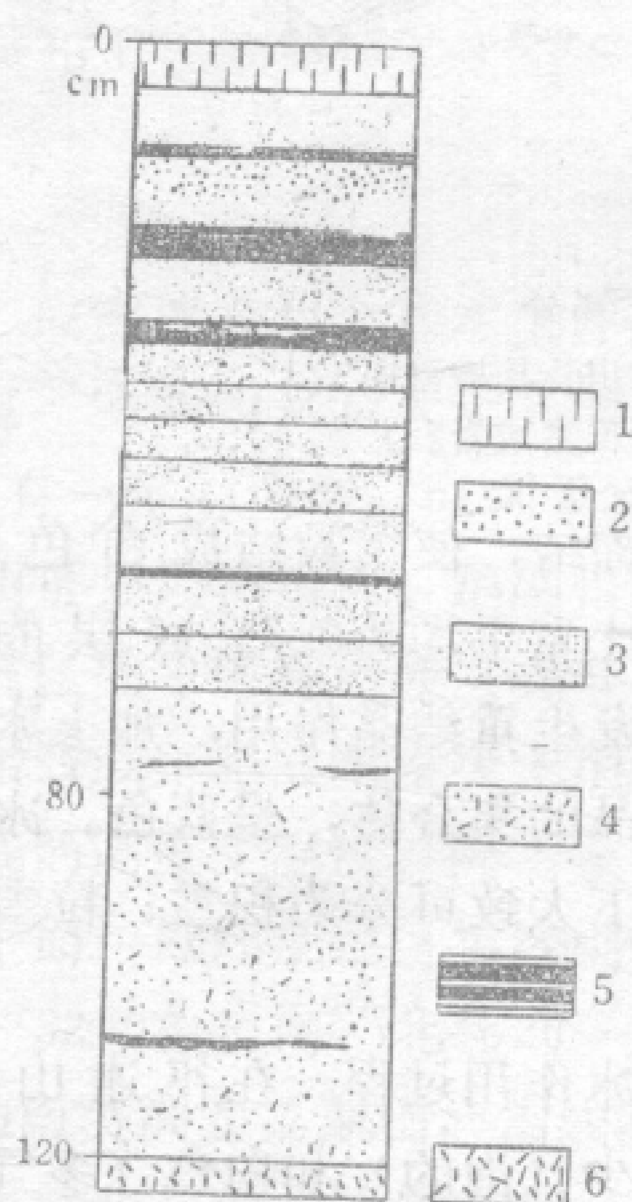


图 8—2 积雪盆地积雪层剖面（祁连山枣虎沟20号冰川）

（据 刘泽纯）

1—新降雪；2—中粒雪（直径 2—3 mm）；3—细粒雪（直径 1 mm）；4—开始结晶的粒雪（直径 1—3 mm）；5—粒雪层中夹冰层；6—冰川冰层

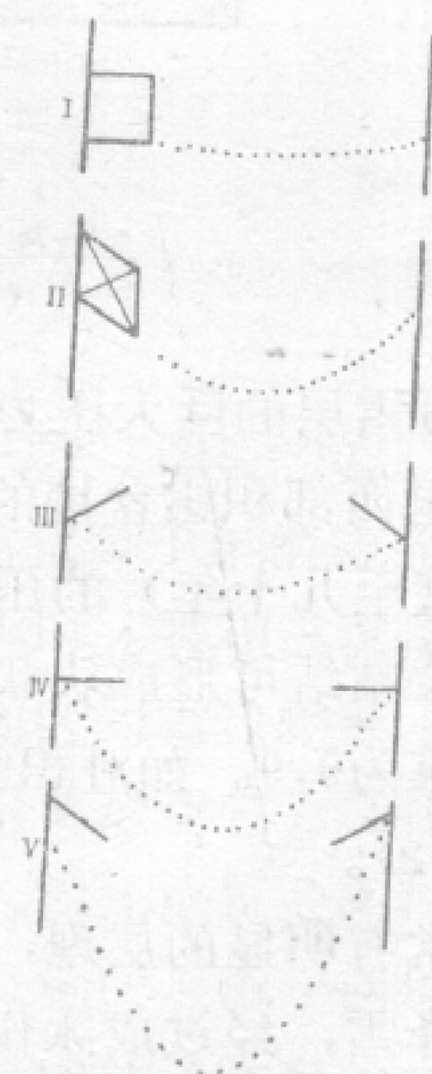


图 8—3 冰川裂隙的形成

Ⅰ—冰川原来位置；Ⅱ—冰川移动后冰层形变特征；Ⅲ—Ⅴ—冰川移动量加大后冰裂隙的位置

低。冰川运动时，因各部位的流速不同，表层脆性带的冰层，因受剪切力或张应力作用，易形成冰川裂隙及冰层褶皱（图8—3、8—4）。冰川裂隙的存在，可以使冰面上的冰融水及岩石碎屑顺裂隙坠入冰层内部，对冰川及冰水的地质作用有一定影响。

冰川移动的速度虽慢，但常处于向前移动的状态。它的最前端（或称末端），常因中间部分流速较快而形成突出的舌状，称冰舌（ice tongue）。由于冰舌前端不断有一定冰雪

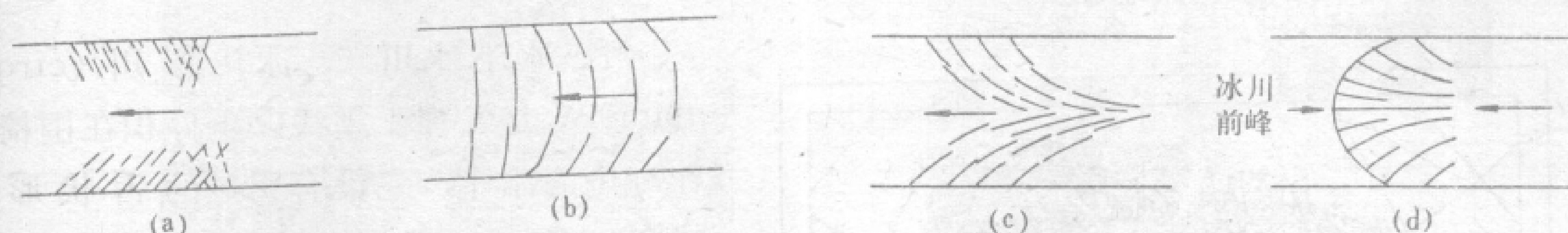


图 8—4 冰川中的各种裂隙

a—边缘裂隙；b—横向裂隙；c—喇叭状纵裂隙；d—放射状裂隙

消融，所以它的位置大致是不变动的，但也可有一定变化，这要看供雪量和消融量的比例变化，当供水量和消融量似乎固定不变时，前端大致是固定的；当供冰量少于消融量时，冰川前端会发生萎缩现象，形成“冰退”（glacier regession）；若供冰量大大超过其消融量时，冰川前端则会向前挺进，称为“冰进”（glacier advence）。从上世纪末起，世界气候有普遍转暖的趋势，因而现代冰川多数表现为冰退。如我国天山西段的木扎特冰川，自1909年至1959年，冰川后退了750m。但近年来，气温又有所下降、降水量有增加的趋势，一些冰川的前端，又有前进的迹象。如瑞士阿尔卑斯山的冰川，在连续30年表现为后退后，1979年7月起发现在113条冰川中有73条开始挺进，1979至1980年冰川的平均前移量为8.2m。我国的一些冰川近年来也发现冰川末端有转向前移的趋势。

三、冰川的类型

根据冰川所处的气候、地形条件及冰川分布的规模和形态特征，冰川可以分为下列主要类型：

（一）大陆冰川

大陆冰川（continental glacier）是分布在高纬度和极地地区的冰川。因年平均温度低于0℃，所以，雪线位置很低，积雪面积很广，冰层常厚达千米以上，形成中厚边薄，由中心向四周流动的冰流，称为冰盾或冰盖（ice sheet）。大陆冰川分布面积广，如南极洲总面积为$1410.7\times10^4km^2$，其中冰川的覆盖面积占93%；冰层最厚可达4267m，平均厚度为1700m。格陵兰岛冰川覆盖面积为$172\times10^4km^2$，占该岛面积的80%，中心部位冰层厚达3411m（图8—5）。现代大陆冰川的覆盖面积在$1400\times10^4km^2$以上，占现代冰川复盖面积的97%。在第四纪大冰期时，大陆冰川覆盖的面积要比现代大得多，估计可达$4714\times10^4km^2$（C.Embleton，1969），当时欧洲和北美的大部，以及贝加尔湖以北的亚洲北部地区，都处于冰盖之下。

大陆冰川的冰层厚，覆盖区地形相对较平缓，冰川运动主要靠冰层自身压力，以挤压流的方式，由冰层较厚处向四周呈舌状流动，因而不受地形限制，可以逆坡而上，复盖在起伏不平的地面上。若冰舌推进至大陆边缘时，连同它所挟带的岩石碎屑塌落海中便形成

冰山（iceberg），冰山可随海流漂移至远处。1927年曾在南极克拉连斯岛附近发现高40.5m，面积达26000km²里的冰山，是迄今已知的最大冰山。

（二）山岳冰川

山岳冰川（mountain glacier）是分布于中低纬度高山地带的冰川。其特点是雪线位置高，规模小、冰层薄，受地形控制，常呈线状分布。按其形态可分为冰斗冰川、悬冰川、山谷冰川和山麓冰川等几类。

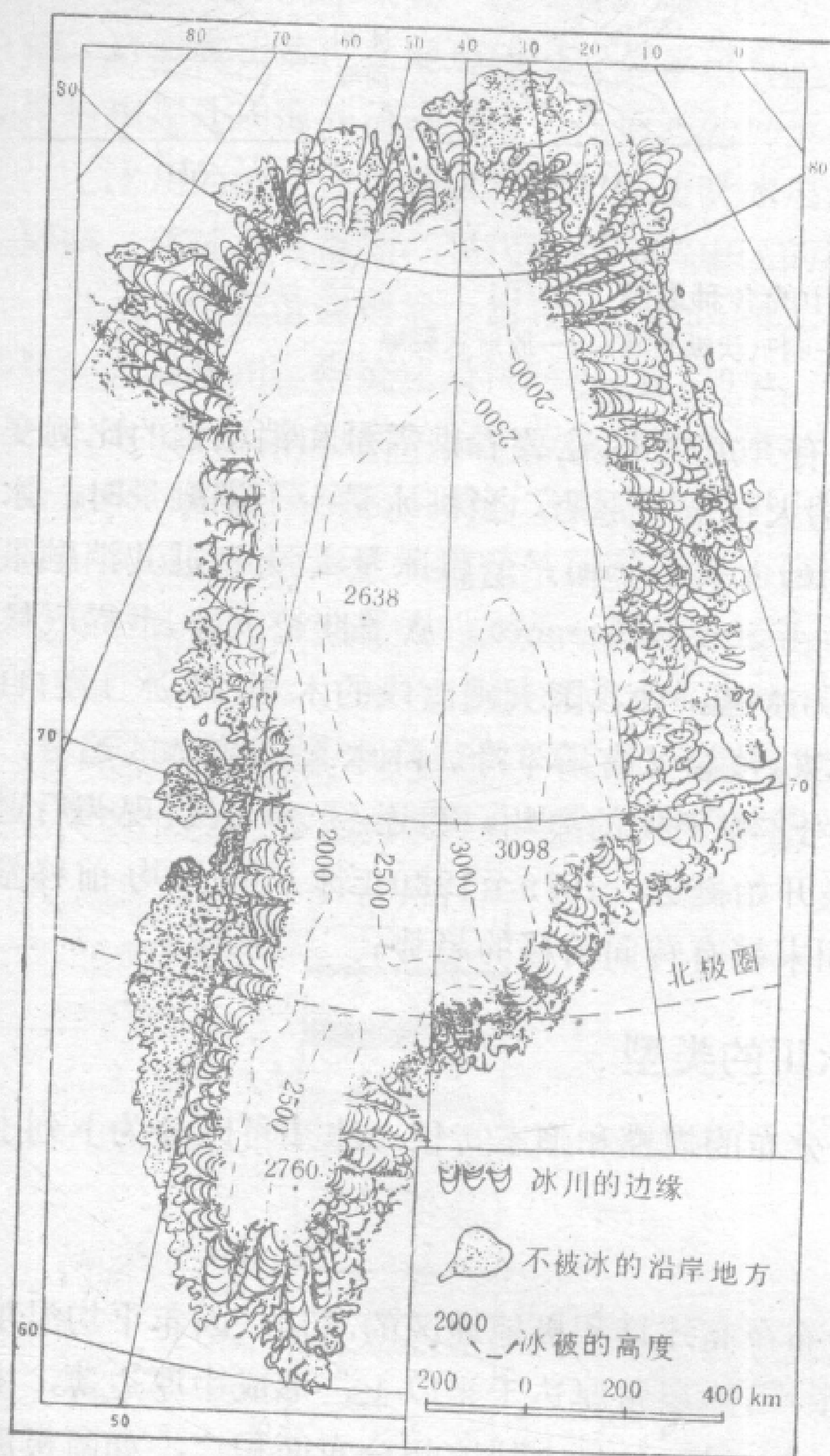


图 8—5 格陵兰岛大陆冰川的范围和冰层厚度
（据 F.A.Wade）

1．冰斗冰川　　冰斗冰川（cirque glacier）是发育于雪线以上停积在围椅状洼地中的冰体，它没有明显的舌状形态（图8—6）。一般规模较小，面积约为1—10km²。冰斗的后壁常较陡，易发生雪崩，因而可经常补给冰雪，其出口处常有一槛（冰坎）阻止冰体外溢。冰斗冰川常是山谷冰川的补给区。

2．悬冰川　　悬冰川（hanging glacier）是由于山坡上的积雪，在适宜条件下形成为悬贴于山坡上的冰体。雪线以上常有较多的悬冰川分布，但规模一般较小（常不足一平方公里），其冰层厚度也较薄，易随气温变暖而消失。它是冰川发育的雏形，当冰量增大时也可以发展成为山谷冰川。

3．山谷冰川　　山谷冰川（valley glacier）是沿山谷流动的冰川（图8—7），它是一种线状冰流，又称谷地冰川。山谷冰川常有明显的补给区和消融区，长可达数公里至数十公里，冰层厚度可达百米以上。几条山谷冰川可汇合为较大的树枝状冰川系称复式冰川（composite glacier）（图8—8）。

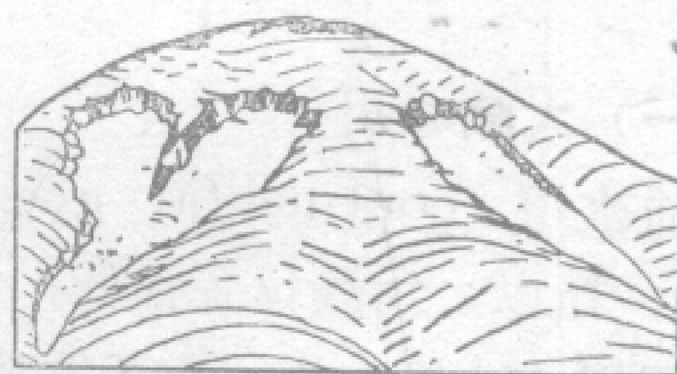


图 8—6 冰斗冰川

4．山麓冰川　　山麓冰川（piedmont glacier）是由于冰量大，冰流经山谷至山麓后继续向外漫流的冰体，也可以是几条山谷冰川在山麓处汇合后构成的宽广的冰原。山麓冰川的冰层较厚，具有一些大陆冰川与山岳冰川的过渡性特点。

现代山岳冰川的覆盖面积虽然不足100×10^4km²，但它的地质作用结果却相当可观。我国的现代冰川均属山岳冰川，全部分布于东经102°以西的高山地区，覆盖面积约为4.4×

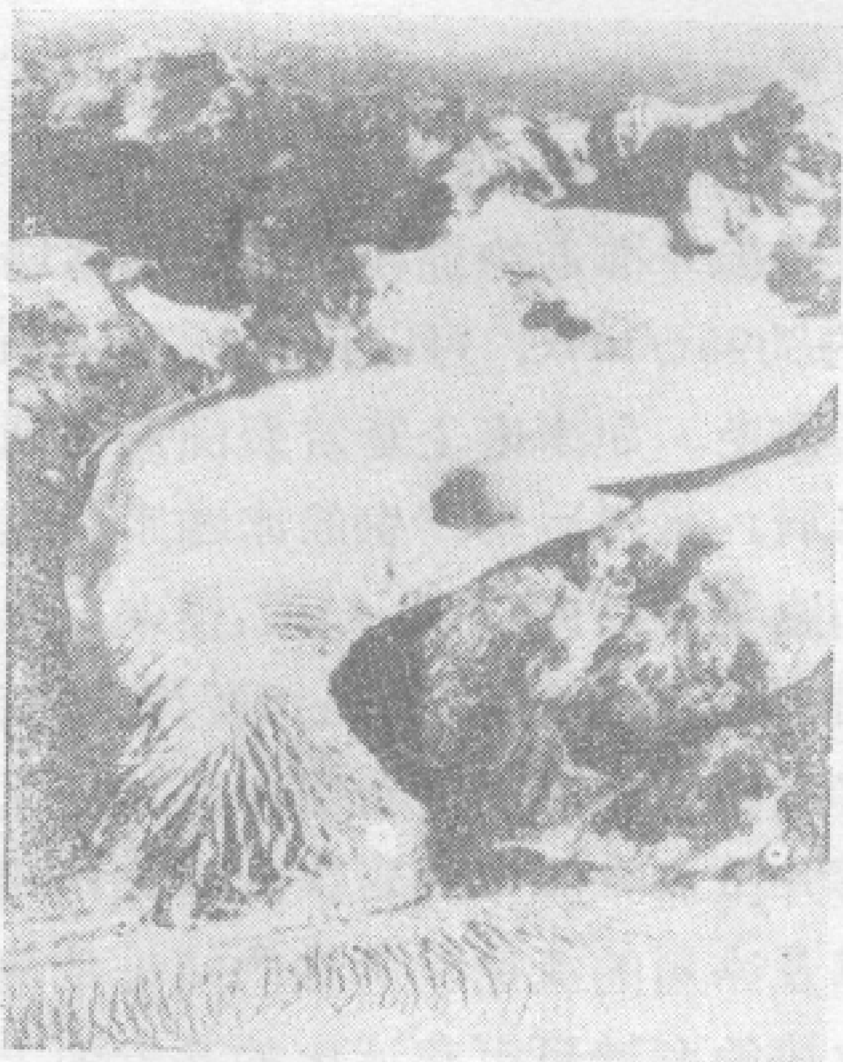


图 8—7　山谷冰川

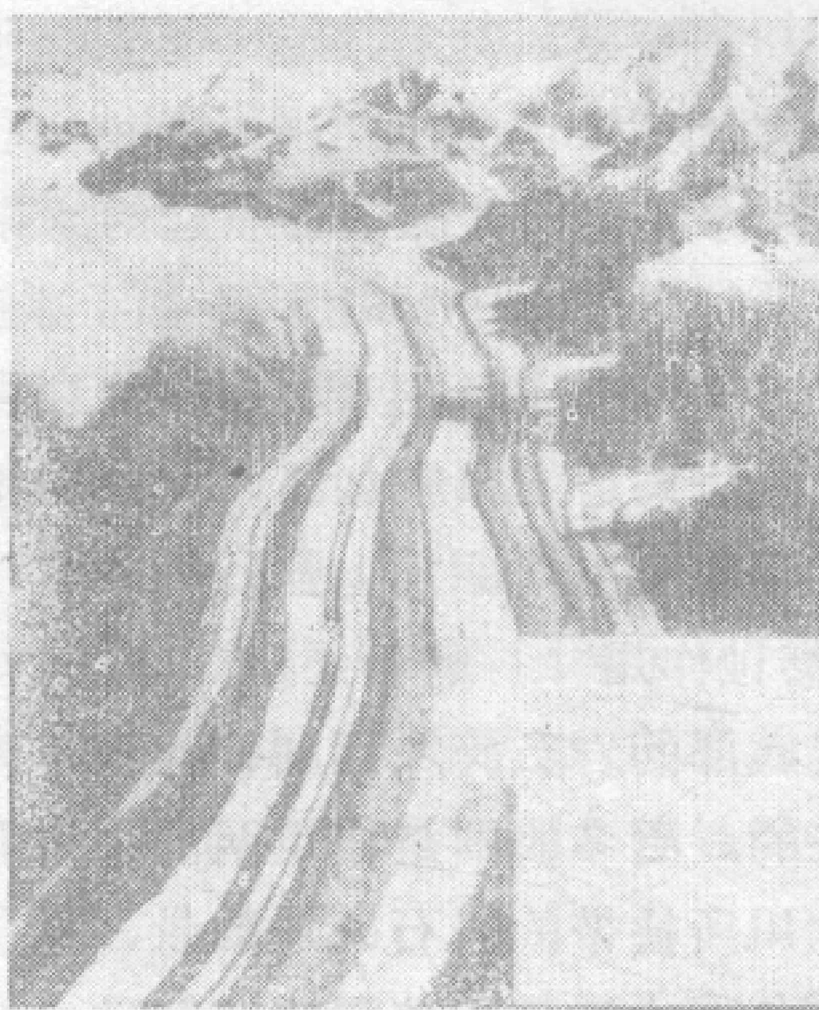


图 8—8　复式冰川

10^4km²。今日巍峨耸立的西部群山的雄姿，多数是自第四纪以来由于地壳的不断抬升和冰川地质作用塑成的。我国冰川主要分布于青藏高原，覆盖面积为3.4×10^4km²；其次是天山，覆盖面积为9548km²，共发育冰川5895条。天山山脉腾格里山的木扎特冰川，长达66km，是世界八大山谷冰川之一，也是我国最长最大的冰川系。世界最长的冰川是毗邻我国的喀喇昆仑山南坡，发育于巴基斯坦境内的厦呈冰川，长达75km。

近年来，许多学者按冰川所处的气候条件，把冰川分为海洋性冰川(oceanic glacier)（或称暖冰川）及大陆性冰川（continental glacier）（或冷冰川）两大类。海洋性冰川是在海洋性季风气候下形成的，因而降水量丰富（液态降水占20％以上），雪线较低，冰量充足，冰舌常可延伸至雪线以下较远处。随着降水量的变化，冰川进退的幅度也较大。加上雪线附近温度稍高，温度变化和消融量相对较大，在冰融水的影响下，冰川运动速度相对较快，年流速可达100—300m，冰川的地质作用较强烈。我国现代仅有念青唐古拉山东段、喜马拉雅山脉东段、横断山脉及川西山地等，因受印度洋季风影响，有这种冰川分布，其覆盖面积约4000km²。大陆性冰川与之相反，它是大陆性高原山地气候下的产物。其雪线位置较高，降水量较少，无液态降水，冰量少，冰层相对较薄，冰川长度较短，雪线附近温度较低（常在－1℃——10℃），消融量相对少，冰川流动速度较慢，冰川地质作用相对不十分显著。我国多数现代冰川属此类。阿尔泰山、天山西部、喀喇昆仑山等地的冰川，则属于上述两类型之间的过渡类型。

第二节　冰川的刨蚀作用

冰川及其挟带的岩石碎块对冰床的破坏作用称刨蚀作用（ploughing）。刨蚀作用是冰流对基岩进行的机械破坏作用。

一、刨蚀作用的方式

冰川以其自身的重量挤压和破坏冰床上的岩石，在其运动过程中对基岩还起着挖掘和锉磨的破坏作用。刨蚀作用是这些作用的概括，在其进行过程中始终有冰劈作用的参

与。

1. 挖掘作用　　挖掘作用（glacial sapping）又称拔蚀作用（plucking），它是指在冰川运动时冰体将与其冻结在一起的冰床基岩碎块拔起并推走的过程。巨厚层冰层产生的静压力（冰层厚度达100m时，施加于冰床的压力约为$90t/m^2$），可以压碎冰床上的岩石。冰川向前运动便把冻结在冰块中的碎裂岩石拔起并推走。如冰床上基岩裂隙发育则挖掘作用显著。其结果是使冰床加深，并形成粗粒岩石碎屑。冰川运动产生的冰融水可在岩石裂隙中反复融化和冻结，加上强烈的冰劈作用，更加速了岩石的碎裂。

2. 磨蚀作用　　磨蚀作用（abrasion）是指冰川以其自身的压力，以及冻结在冰流两侧和其底部的岩石碎块刮削、锉磨冰床的过程。冻结于冰层中的石块，部分是在挖掘冰床时得来的，更多的则是冰川两侧由冰劈作用崩解并坠入冰流中的岩块。磨蚀作用的强度取决于冰川所挟带的岩石碎屑数量、冰层的厚度以及冰川的流速。磨蚀的结果是使冰床受到破坏，并形成细粒的碎屑物（粉砂、粘土等）。冰块的刮锉可以在冰床的基岩面上形成断续的磨光面——冰溜面（glacial pavement）。冰溜面上常见有擦痕（glacial striae）和刻槽（glacial grooves）。擦痕一般深度为几毫米至几厘米，长数米。它的延伸方向反映了冰川流动方向，开始端常较宽且深，沿流动方向逐渐消减。冰床上的岩石受冰层推挤，可形成新月形的挤压裂隙或称冰川擦口（friction crack），这种裂隙常成群顺冰川流动方向排列，陡坡位于上游方向。作为磨蚀工具的石块，也可被磨出一或两个磨光面。冰川砾石整体呈熨斗状，磨光面上有擦痕及刻槽，故称条痕石（striated pebble）。冰床上的冰溜面、擦痕和条痕石是研究冰川活动的重要证据。

挖掘作用和磨蚀作用是同时进行的，但以挖掘作用的破坏力最大。一般来说，在冰层厚、压力大、冰川流速快时，磨蚀作用显著；当消融量增加，冰水反复融、冻时，冰劈作用也相应活跃，这时，会使挖掘作用加强，从阶梯状冰床和羊背石的形成过程可以说明这一点。羊背石（roche moutonnée）是冰床上突起的椭圆形石质小丘，其长轴方向平行于冰川流动方向，朝上游方向坡度较缓，且有冰溜面和擦痕，朝下游方向坡度较陡，它们往往由坚硬难蚀的岩石组成。阶梯状冰床迎冰面一般也较缓且光滑，而背冰面则较陡。造成这种现象的原因是在冰层的重压下冰川的磨蚀作用，使迎冰坡面渐趋缓和被磨光；而且在磨蚀过程中因增温可产生部分冰融水，这些冰融水顺冰川流动方向流动，在背冰面积聚并因温度的变化而反复融、冻，使冰劈作用和挖掘作用加强，形成参差不齐的陡坎（图8—9）。当然，构成冰床的岩性的耐蚀程度也是促成形成羊背石和阶梯状冰床的重要原因。

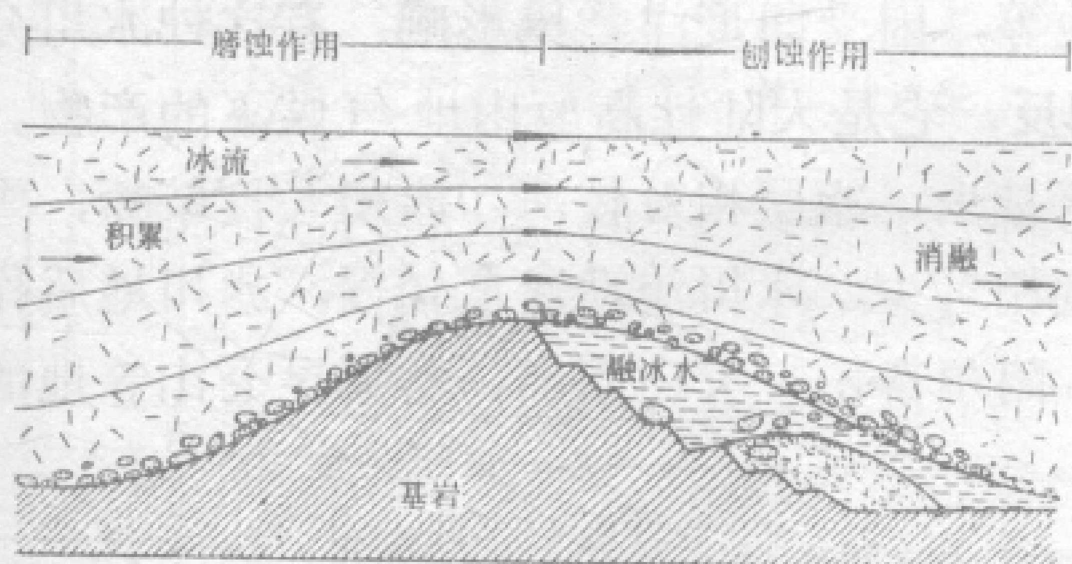


图 8—9　冰川对冰床的刨蚀作用

二、刨蚀作用形成的地形

冰川刨蚀作用形成的地形称冰蚀地形。这种地形是研究冰川活动的重要证据。常见的冰蚀地形有冰川槽谷、冰斗、角峰和刃脊等。

冰蚀谷　　经冰川作用的刨蚀、改造而形成的谷地称冰蚀谷（glacial valley）。冰川

多沿地面流水侵蚀形成的沟谷或沿地质构造造成的负地形流动，在其流动过程中冰川的刨蚀作用可使谷底加深，并使沟谷的两侧拓宽，山嘴部分因阻挡冰川流动而被刨蚀掉，因而冰川谷常较平直而宽阔。形成两壁陡立的槽形谷（图8—10）。其横剖面呈"U"字形，故称为冰川槽谷（trough）或"U"谷(U—Valley)。冰蚀谷的谷底及谷坡常能发现冰溜面、擦痕及冰碛石，因而与发育于高山地区由地面流水侵蚀形成的"V"形谷迥然不同。

冰蚀谷的纵剖面常呈阶梯状（图8—11），这是由组成冰床岩石的抗蚀力所决定的。坚硬岩石常突起呈冰槛，易蚀岩石因易被深掘而成洼地。当冰川后退，洼地可以积聚冰融水而成冰蚀湖（或称冰湖ice lake)。冰蚀湖多呈串珠状，是冰蚀谷的底部因刨蚀加深程度不同而造成的。槽谷在平面形态上常较平直，谷底宽度则有由上游向下游逐渐变窄的趋势（天山东段的多数冰蚀谷都具有此特点)。这种现象与冰层向下游逐渐变薄、刨蚀能力减弱有关，这是与山区"V"形河谷的又一大区别。

复式山谷冰川的支流，因冰量常较主流少，刨蚀能力也较弱，故在支流汇入主流处，支流的谷底常较主流谷底高出数十乃至数百米，易成一个高差较大的陡坎，当冰川消退后，支流槽谷便悬挂在主流槽谷之谷坡上，称为悬谷（hanging valley）(图8—15)。

冰斗　冰斗（cirque）是刨蚀作用造成的三面壁陡的半圆形洼地。这种洼地常分布于雪线附近。在原始积雪盆地形成冰斗冰川后，冰川的刨蚀作用可使洼地不断加深，形成围限洼地的峭壁及出口处的冰坎，构成了原始的冰斗地形。围限冰斗的岩壁在冰劈作用和重力崩塌作用下，可节节后退，它们与刨蚀作用共同使冰斗不断拓宽、扩大，最后形成"三面壁陡，一面开口"的围椅状地形（图8—12)。有时冰斗还可聚积冰融水，成为冰斗湖泊。珠穆朗玛峰以东的康雄冰川源头上的冰斗，长度和宽度都可达5km左右，是世界上罕见的大冰斗。因冰斗常发育于雪线附近，且往往沿山坡走向排列，因而可以作为识别古代雪线位置的标志。

角峰与刃脊　角峰（horn）与刃脊（knife-edge）是相邻的冰斗或槽谷的谷壁因刨蚀作用发生后退所形成的地形。如果形成两坡陡峻脊部尖薄的山脊时称为刃脊或鳍脊（fish-crest)。被三个以上冰斗包围的、岩壁陡立的金字塔形山峰，称为角峰（图8—14)。角峰是在几个冰斗冰川的共同刨蚀作用下，冰斗不断向山峰后退而形成的尖峭山峰。著名的珠穆朗玛峰就是一个大角峰。它的峰顶高出冰斗的底部可达3000m。图8—15示山谷冰川地形



图 8—10 "U"谷

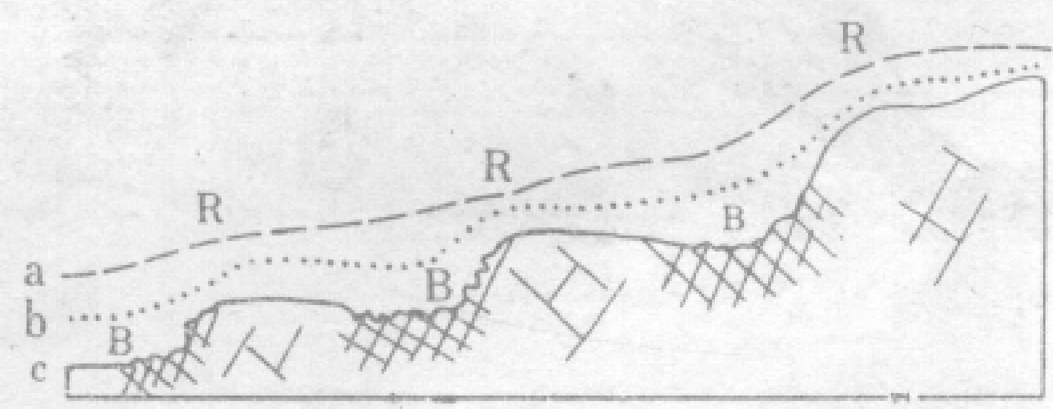


图 8—11　冰川槽谷的阶梯状纵剖面

R—岩槛；B—冰蚀洼地；a、b、c—河谷剖面向槽谷剖面发育的先后阶段

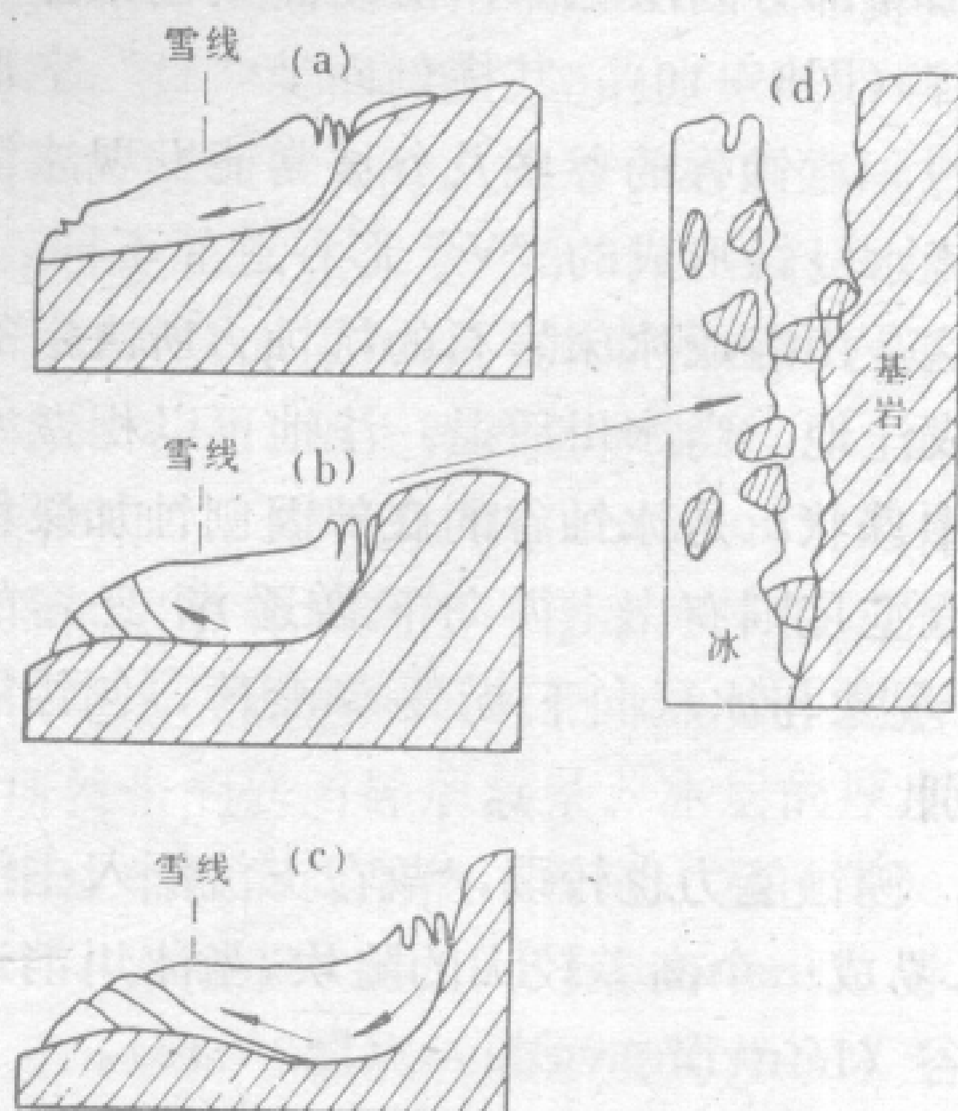


图 8—12　冰斗的形成

a、b、c—冰川因旋转运动刨蚀成冰盆；
d—背隙挖掘作用

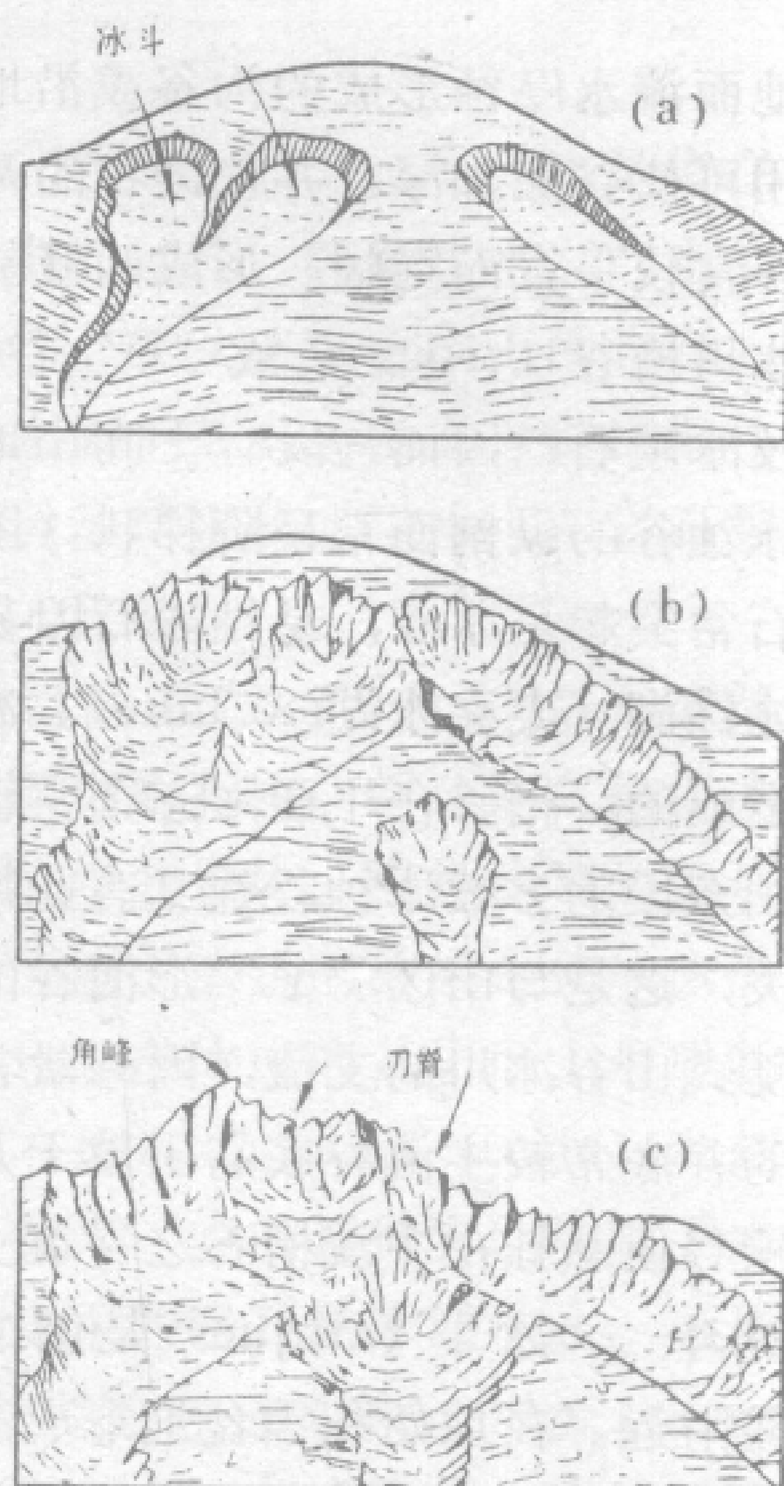


图 8—13　冰斗、角峰、刃脊的发育过程

a—初始阶段，冰川的形成；b、c—冰斗向山脊推进，形成角峰及刃脊



图 8—14　角峰

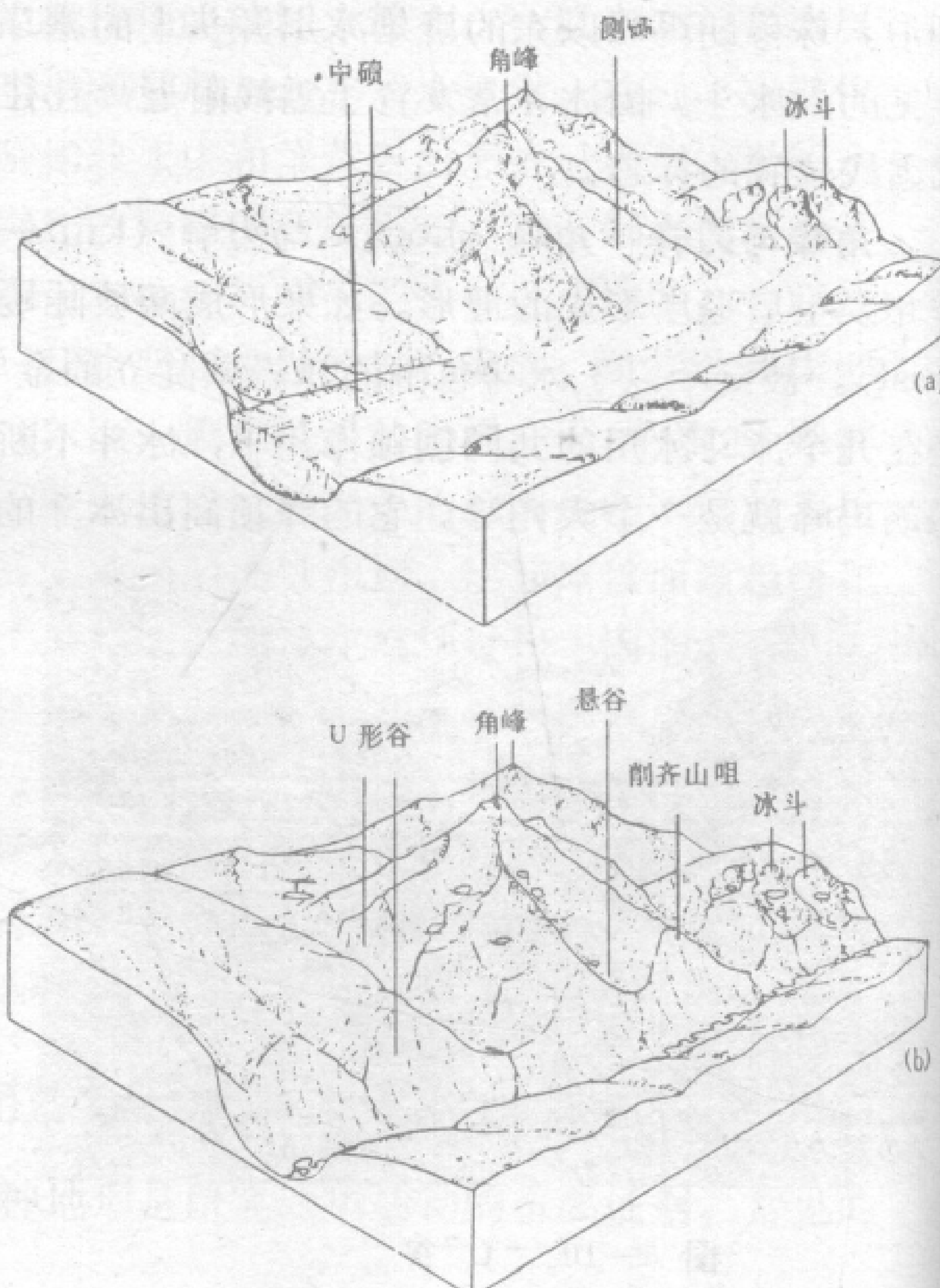


图 8—15　山谷冰川所形成的地形

a—冰川发育时期；b—冰川退缩以后

的形成及分布特点。

气候、岩性和地质构造特点的差别，使各个地区的冰蚀地形的发育也各具特点。以我国为例，在大陆性山岳冰川发育区，因刨蚀作用弱，冰斗常较宽、较浅，冰斗底部平缓；冰川槽谷的纵剖面较平直，冰蚀湖稀少。海洋性山岳冰川因刨蚀作用强，冰斗多较深，槽谷中常有冰川挖掘冰床形成的冰蚀湖泊。发育于坚硬的块状或厚层状岩石（如花岗岩、大理岩、片麻岩等）上的冰蚀地形，常有奇峰突兀的特点，角峰、冰斗、槽谷都表现为尖楞陡峭，颇为壮观（图8—15）。发育于较软或呈板状和薄层状岩石（如千枚岩、板岩、薄层石灰岩等）上的冰蚀地形，因冰劈作用易于进行，可以形成大量碎屑物质，常顺坡流泻形成岩屑坡。这些岩屑掩盖了陡峭的冰蚀地形，使角峰浑圆而不挺拔，冰斗的斜坡及槽谷壁都成为岩屑坡。细粒坚硬的岩石（石英岩、辉绿岩、角闪岩等）上的冰川擦痕易保存，即使后来经过长途搬运仍能保存下来。细粒或质软的岩石（石灰岩、大理岩等）擦痕较难保存，只在近冰川流动区的冰碛中方能发现。粗粒岩石（花岗岩、片麻岩等）上的冰川擦痕较不发育，也不易保留。

地质构造对冰蚀地形也有影响，如珠穆朗玛峰的金字塔形角峰，是在缓倾斜岩层的基础上发育的；天山的汗腾格里峰和博格达山的剑状和笔架状角峰，是在陡倾斜的岩层上形成的。如冰床下的岩性均匀，岩层呈缓倾斜，且与冰川流向一致时，槽谷常较宽阔；如冰床下的岩性不均匀，软硬相间，岩层呈陡倾斜，或倾斜方向与冰川流向相反时，则易被刨蚀成阶梯状冰床。

第三节 冰川的搬运作用

冰川是固态冰川冰的运动，所以其搬运方式全属机械方式，可分为推运和载运两种。推运是指冰川前端以巨大的推力，将冰床上的岩屑向前推进。这种作用只发生在冰川向前推进时；载运是指冻结在冰块内，或落在冰面上的岩块，随冰川的运动而被搬运。冰川的搬运作用以载运方式为主。被冰川搬运的物质和由冰川地质作用堆积下来的物质统称为冰碛（glacial drift）。冰碛多数是冻结在冰体内被搬运的，在搬运过程中冰碛的相对位置很少变化。因此，冰碛物的分选作用极不明显，不同粒径的岩石碎屑混杂在一起。冰碛物除了冻结于冰流底部和两侧的岩块外，很少有相互碰撞或摩擦的机会，所以磨圆度很差。

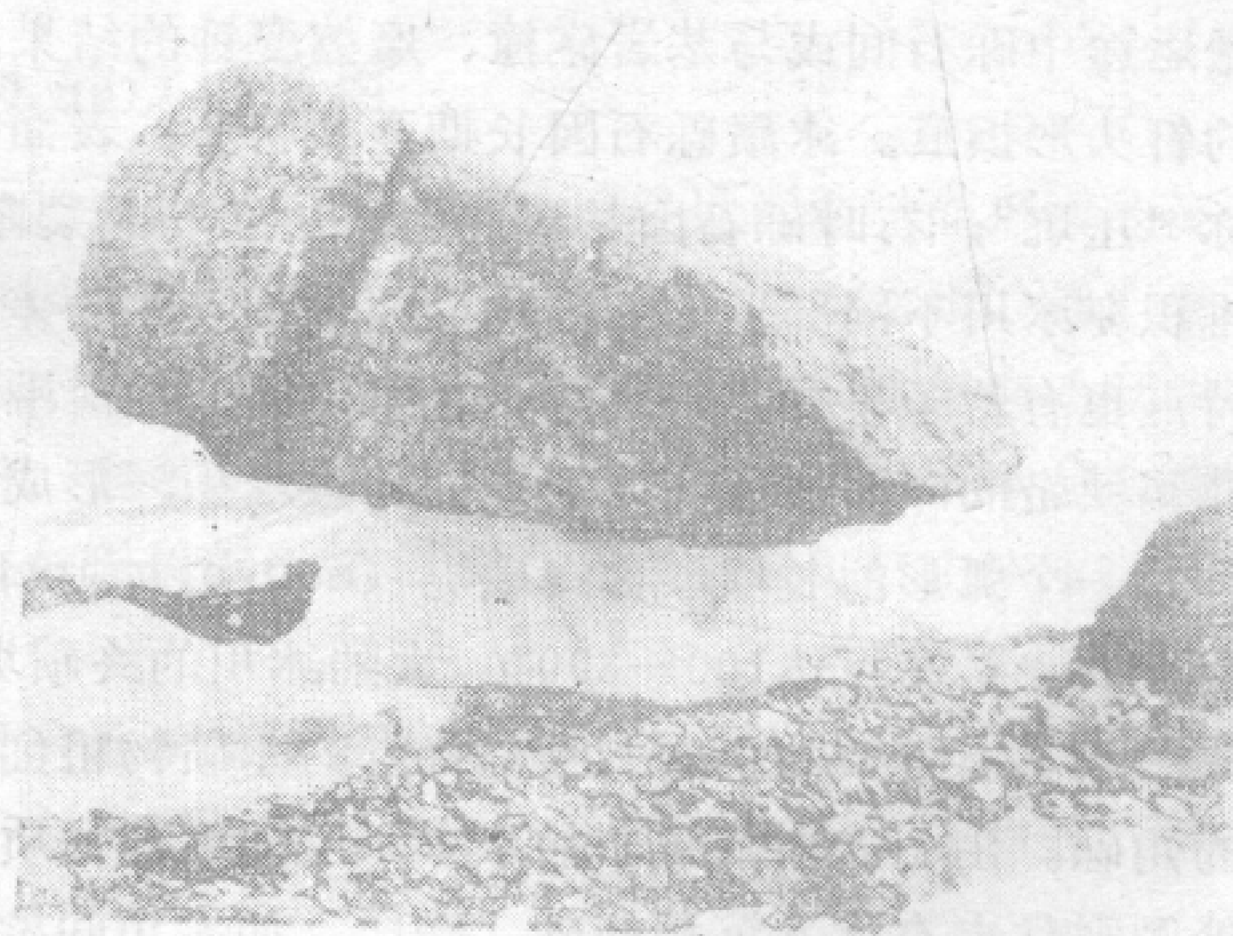


图 8—16 冰川漂砾

冰川冰是固体物质，它的密度大，具有很大的承托力，所以冰川常常可以将体积达数十立方米、重量达数百吨甚至万吨以上的巨砾搬走。直径大于1m的冰川搬运物，称为漂砾（erratic boulder）（图8—16）。珠穆朗玛峰北坡绒布冰川就曾发现直径达28m，重量超过万吨的大漂

砾。大陆冰川的搬运力更大，在北欧平原上就曾发现从波罗的海彼岸运来的体积达4×2×0.12km的巨大漂砾。

第四节 冰川的沉积作用

冰川的沉积作用发生在它消融的时候，沉积位置多半在雪线以下冰川的前端和大陆冰盖的边缘地区，雪线以上冰川局部融化时，冰碛也可以暂时堆积下来。冰川的沉积作用按其介质条件的变化情况可分为冰川沉积和冰水及冰湖沉积两大类。

一、冰川的沉积作用

冰川流至消融区，或因雪线上升，冰川退缩，冰川前端冰体融化时，冰川所挟带的大量岩石碎屑便可以堆积下来。冰川消融而沉积下来的岩石碎屑称冰碛物（moraine）（图8—17）。

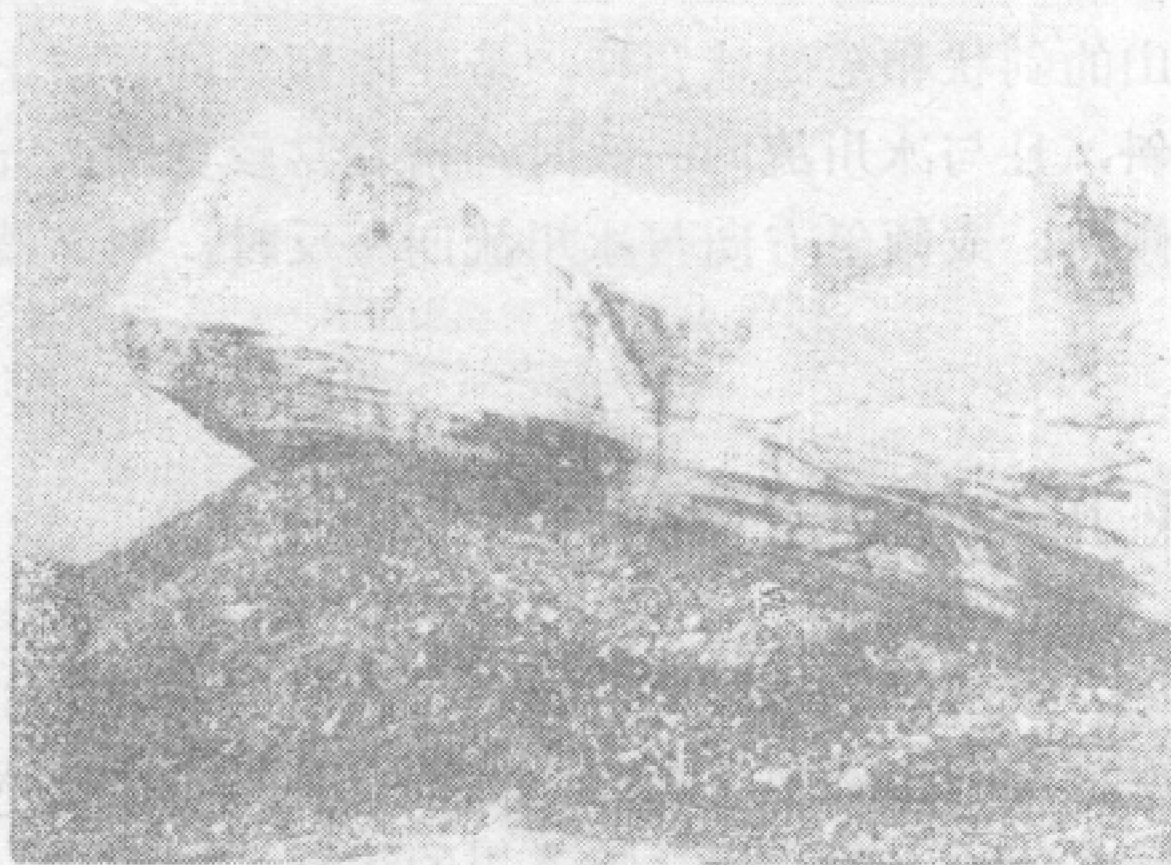


图 8—17 冰碛物

冰碛物的分选性极差，冰碛物的粒径可有巨砾、砾石、乃至砂、粉砂、粘土等各种级别，而且常是大小混杂的，但以砾石为主。由于冰川搬运距离短，碎屑物的成分与冰川发育地带的基岩成分基本一致。据统计，山岳冰川搬运的冰碛，90％都堆积在离来源区30 km以内的地带，只有在特殊情况下（如冰川规模大等）才能搬运较长的距离。冰碛物中的碎屑物多数未经风化，常含有易风化的成分。冰碛物中的砾石多数未经磨圆，但有时也能发现个别棱角磨钝的砾块，这是在搬运途中砾石间或与基岩碰撞、摩擦变钝的结果。砾石表面常有磨光面，及几组互相交错的钉头形擦痕。冰碛砾石因长期互相挤压，表面常变形并形成凹面；甚至碾压成凹坑，称“压坑”；有时砾石因挤压而形成放射状的裂隙。

堆积在冰川不同部位的冰碛物，因堆积条件的差异，可以形成不同的冰碛地形，冰碛物的特点也有若干差异。若气候条件稳定、冰川前端停滞、冰的消融量与补给量基本平衡时，冰川挟带的碎屑物可在冰川前端大量堆积，形成终碛（end moraine）。终碛常在冰舌外构成一个弧形的长坝，称终碛堤（end morainebar）（图8—18）。山岳冰川的终碛堤通常短而高，最高可达100—300m。大陆冰川的终碛堤长而矮，一般高度不超过30—50m。终碛堤一般具有外侧陡、内侧缓的特点。冰碛物粗细混杂，既有经磨光的砾块，也有棱角分明的角砾。由于冰川前端冰融水多，可把细粒物质带走，使终碛堤内侧常为粗砾石层，而在外侧则常夹有冰水沉积的砂、砾层。如冰川间歇性退缩，冰川前端可以形成多个平行的终碛堤。当冰川缓慢向前推进时，形成的终碛堤一般比较低且宽。

大陆冰川还可以在终碛堤内形成一系列椭圆形的小丘，它的长轴方向常与冰川流动方

向平行，小丘往往由冰碛物的表壳与羊背石的基岩核心组成，称鼓丘（drumlin）（图 8—20）。鼓丘一般高数米至数十米，长在几百米至千米以上。一般认为鼓丘是冰川剥蚀和堆积作用的综合产物。它是在冰川运动中，因受冰床中突起的基岩（如羊背石）的阻挡，冰碛物堆积在羊背石上形成的。个别规模较大的山岳冰川，偶而也能形成鼓丘。

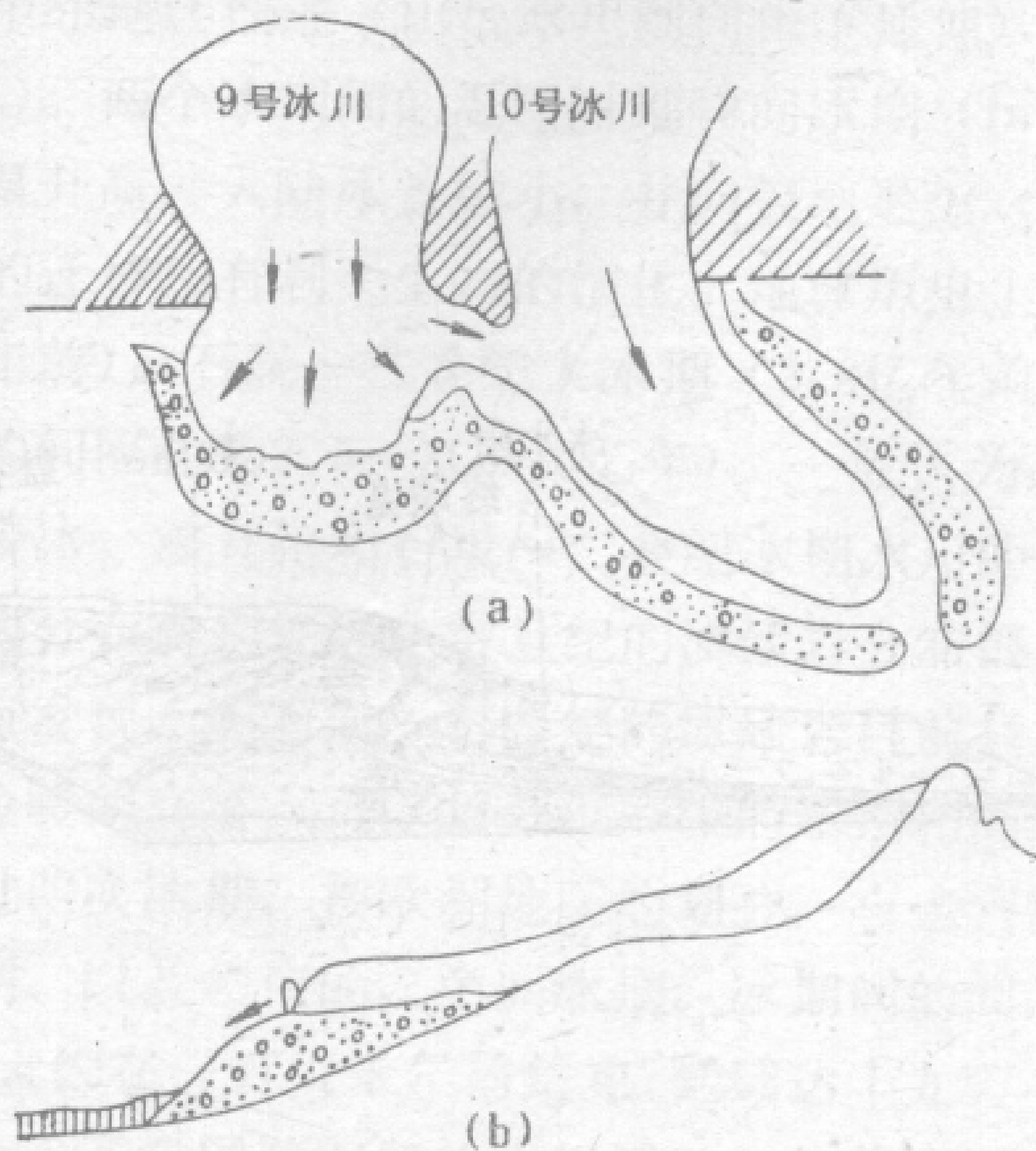


图 8—18　祁连山疏勒南山 9 号、10号冰川终碛堤
（据 李吉均）
a —平面示意图；b —9号冰川纵剖面示意图

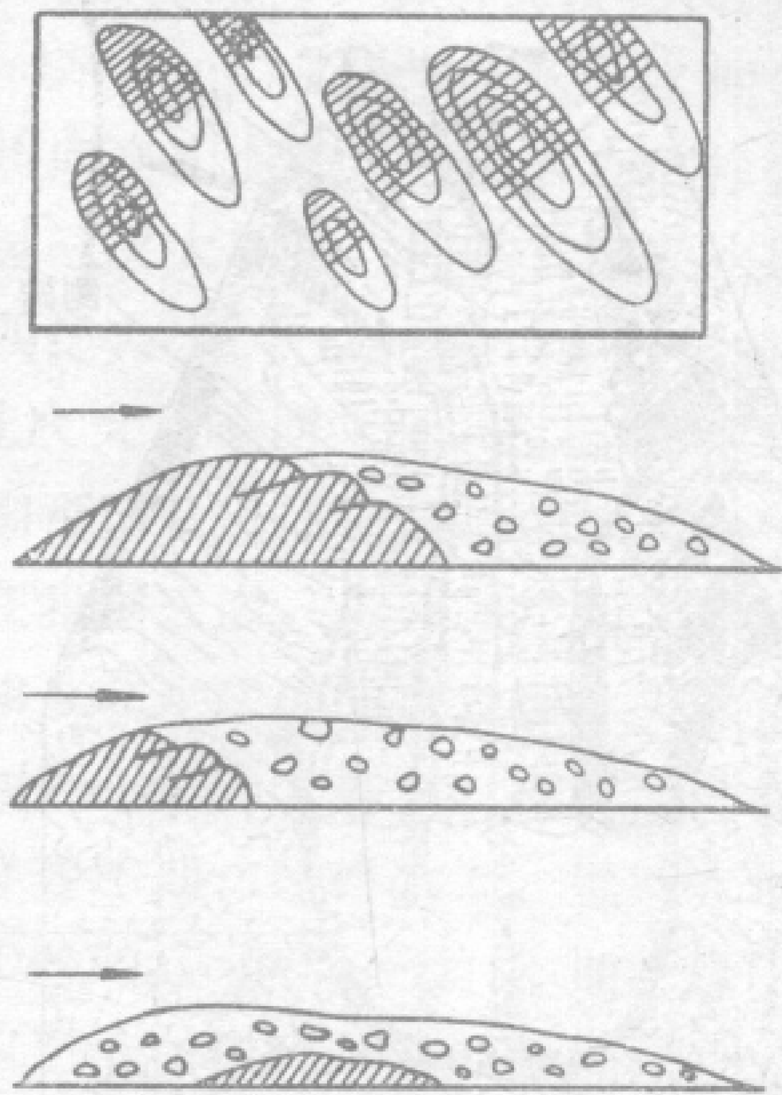


图 8—19　鼓丘的平面图及剖面图

在冰床上堆积的冰碛物，称底碛（ground moraine）。底碛是在冰川的供应量小于消融量时，冰川不断后退形成的堆积物，也可以是冰川底部载运的岩石碎屑的堆积。底碛一般含泥质较多，并经过冰层的压实致使结构致密，砾石与泥质紧密胶结在一起。

山谷冰川表面上运载的冰碛多集中于两侧，称为侧碛（lateral moraine）。当冰层融化坠落后便沿谷壁堆积成垄岗状地形。复式冰川汇合时，侧碛汇合于冰川中部，称中碛（medial moraine）。中碛坠积后可在冰床中部形成垄岗状地形。底碛、侧碛、中碛的分布见图8—20。

二、冰水的沉积作用

冰水沉积（glaciofluvial deposit）是指以冰融水为主要营力经过再搬运而形成的沉积物。在冰川的运动过程中，底部及两侧可因摩擦而融化成水，表面消融的冰水，都汇聚于冰下，成为冰下河。冰下河从冰下隧道渗出或冲决终碛堤便成为冰前河。冰下河水可冲刷底碛中的砂、砾，并使其磨蚀形成的岩粉。它可在冰下适当的地点沉积或带至冰前地带堆积下来。冰下河的搬运量是相当可观的，如珠穆朗玛峰北坡的绒布冰川每年由冰水带出的岩粉即达20×10^4t。

冰水沉积物既有冰川沉积的特点，又有地面流水沉积作用的某些特点。其沉积物中可有带擦痕和溜光面的冰川砾石，但又有一定成层性、分选性，磨圆度也较冰碛物好，但一般比冲积物要差。

冰前河注入平坦地带后，因坡度骤然变缓，流速减慢，挟带的碎屑物逐渐堆积成扇形

的地形称冰前扇地（glaciofluvial fan）（图8—21）。几个扇地相连可形成平缓的冰水平原（outwash plain）。冰下河堆积物可构成蜿蜒延伸的隆起地形，称蛇丘（esker）。蛇丘长可达数公里至数十公里，高可达几十米，顶部较平缓，边缘较陡。通常蛇丘的延伸方向与冰川运动方向一致。

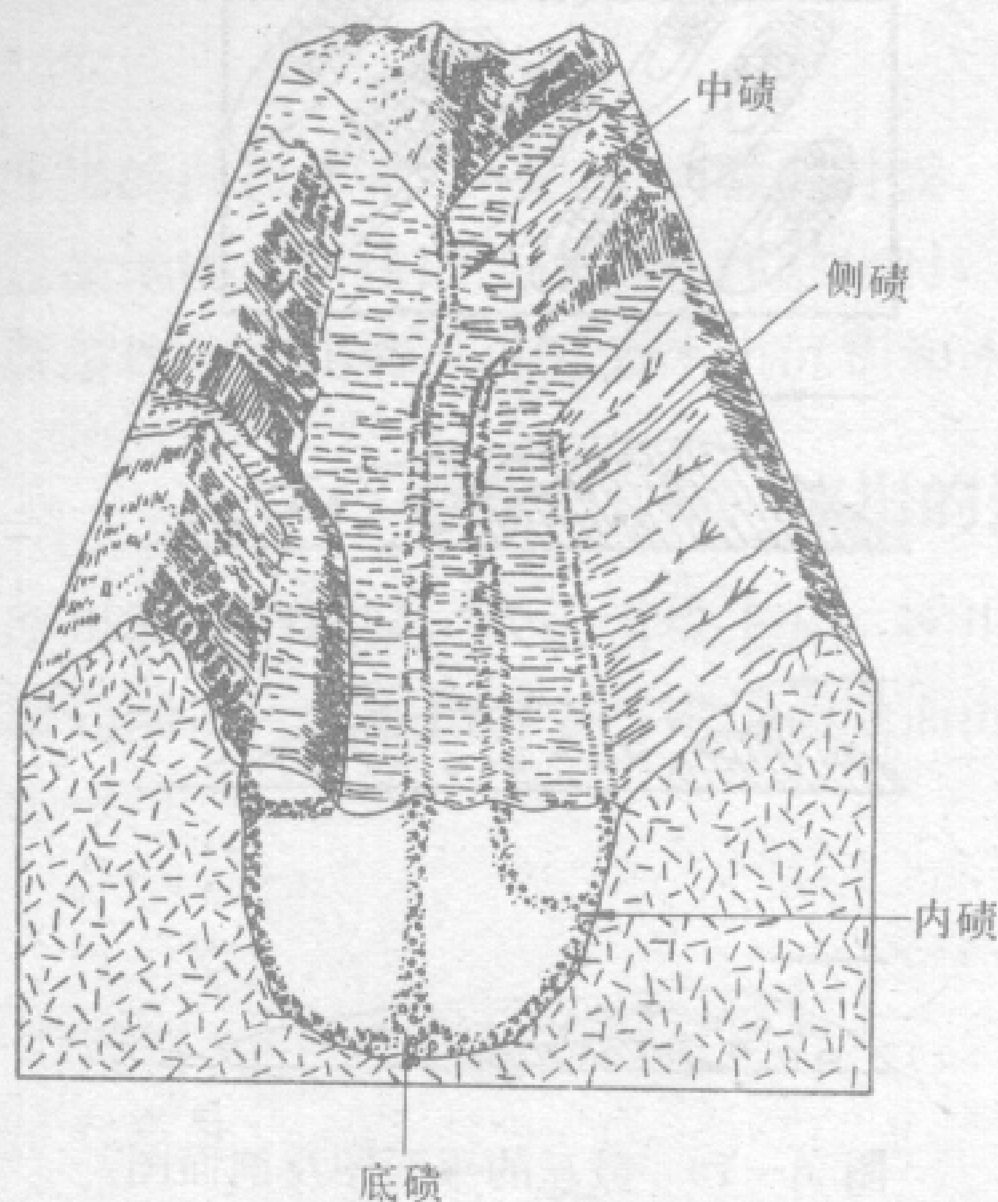


图 8—20　冰碛物的类型

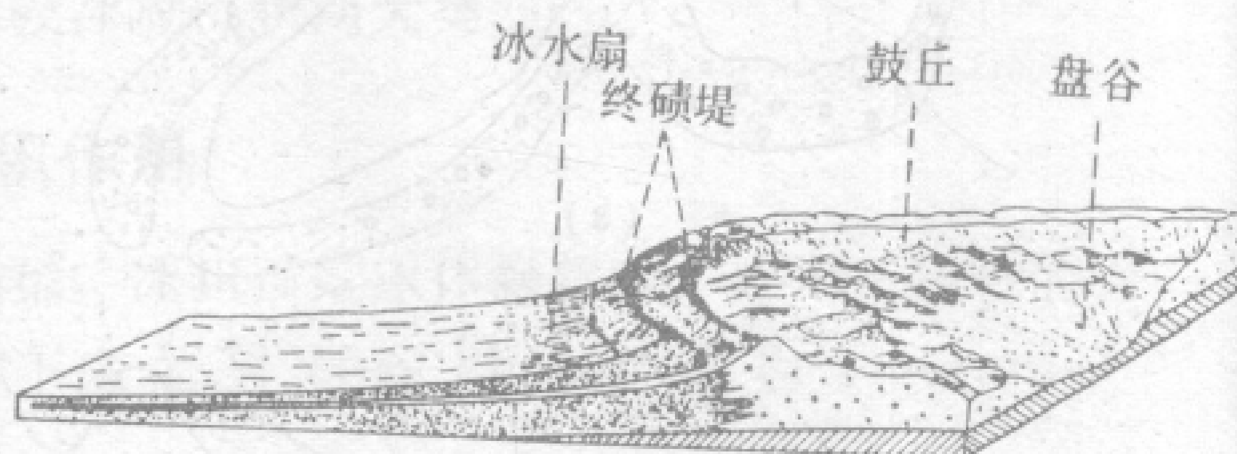


图 8—21　终碛堤前冰前扇地
（据 A.彭克）

冰川的终碛堤常会阻滞冰水的外流，因而可以在冰前形成冰水湖。冰水带来的碎屑物在这里沉积下来，形成冰湖沉积。冰湖沉积物受季节和气候影响较大，春、夏季，冰融水可将大量物质带入湖中，砾石及粗砂在湖滨沉积，细砂及粉砂被搬至湖心沉积，形成具交错层理的小型三角洲堆积，而淤泥则可长期保持悬浮状态。在秋、冬季节，冰融水减少或重新冻结，冰湖不能获得新的物质补给时，在原来沉积的砂层之上，仅沉积一些色较深的淤泥，结果在湖底形成了粗细相间、深浅交替的纹泥（varved clay）或称季节泥。纹泥由粗至细的变化，代表了一年的沉积，形成为年层。根据年层的数目，便可推算冰湖沉积的时代及沉积速度。

第五节　古代冰川活动

不仅现代有冰川活动，地质历史时期也有过冰川活动。确定古冰川存在的主要依据是冰川活动的遗迹。这种遗迹包括刨蚀地形；冰川及冰水沉积物和沉积地形；以及保存在沉积物中反映寒冷气候特征的生物化石。古老的冰川，不仅刨蚀地形已荡然无存，即使保存下的沉积物也往往残缺不全，这给古冰川的研究工作带来了不少困难。

近年来，对古代冰川的研究已日益引起重视。冰川的大规模出现，反映了全球气候的转冷，这不仅会对当时地质作用的特点、沉积物和矿产的形成等有深刻的影响；也必然会引起生物的迁移和某些生物门类的衰亡、乃至灭绝。换而言之，就是对地球的演化历史有一定影响。

地球的冷暖变化是有一定规律的。据研究，在地球46亿年的历史中，气候以温暖为主的时间约占90%，其余时间则以寒冷气候为主。地球上显著变冷时期，会引起全球性的冰川广泛发育，称冰期（glacial stage）。冰期时，极地（或高山）地区的冰川范围扩大，并向中纬地区推进（山岳冰川则向山下延伸），年平均气温降低（一般认为较现代约降低5—9℃）。两个冰期间的温暖时期称间冰期（interglacial stage）或暖期。在间冰期全球平均气温升高，大陆冰盖缩小，并向极地退缩（山岳冰川向高山退缩），气温升高同样会引起生物的迁移和有利于生物的演化。地球历史上曾发生过三次大冰期，即震旦纪大冰期（6—8亿年前）、石炭—二叠纪大冰期（2.8亿年前）和第四纪大冰期（始自200多万年前）。冰期间的间隔约为2.5—3Ga（亿年）。一般认为，在这几次大"暖期"时，气温较现代高，两极少冰。震旦纪和石炭—二叠纪冰期冰川的分布范围可以从已固结成岩的冰碛物——冰碛岩的分布得到佐证。震旦纪的冰碛岩分布很广泛，在我国云南、贵州、广西、湖北、湖南都有发现，而石炭—二叠纪的冰碛岩目前只在南半球及北半球的印度发现。大冰期中还会有冷暖的交替，可以划分次一级的冰期和间冰期。如第四纪大冰期中，据目前已知，至少有过四次冰期，按欧洲地区的划分，自老到新分为群智冰期、民德冰期、里斯冰期和玉木冰期，以及相应的三个间冰期。冰期间的间距约为100000a。最后一次冰期，始于廿万年前，大约在一万六千年前结束，延续达十九万年。李四光早在1937年发表的《庐山之冰期》中就论述了我国第四纪的冰川活动，并将我国的第四纪冰期划分为三个冰期，自老而新命名为鄱阳冰期、大姑冰期、庐山冰期，和两个间冰期。后来又补充增划年代更新的大理冰期。李四光所划分的第四纪冰期曾试与欧洲阿尔卑斯山的冰期作对比。解放后，在全国各地作了大量考察工作，各地所划分的冰期、间冰期，大致也能和李四光所划分的冰期进行对比。当然，还有更次一级的气候波动，正如前面提到的，自本世纪初开始的冰川退缩，至近年冰川的向前推进，就反映了气候的冷暖变化。但因变化幅度小，对地球的发展历史只有局部意义。

即使处于冰期，由于所处的纬度、海陆分布、陆地地形的差异等，冰川也仅覆盖大陆的一部分。如第四纪冰川全盛时期，冰川只覆盖了大陆的32%。当时，欧洲约有$650\times10^4km^2$地区在冰川笼罩之下。北极大陆冰川的前锋到达北纬47°（见图8—22）。在北美，冰川前锋甚至到达北纬38°的密西西比河中游。北极的冰盖还伸到北亚的贝加尔湖以北地区。相应，中纬地区一些高山地区也发育了规模不等的山岳冰川。在我国，不仅西部地区的高山上广泛发育冰川，甚至在东部的一些山地（如庐山、黄山、天目山）也发现了冰川的遗迹。但也有些学者对中国东部是否存在第四纪冰川遗迹，持有不同意见。对于冰川作用的范围及各地冰期的对比等问题也有争论。这些不同学术观点的讨论，将对我国东部第四纪冰川遗迹的研究起到一定的促进作用。

冰期和间冰期的地质作用具有不同特点。冰期时，冰川发育地区冰川的地质作用占有重要地位，其相邻地区也会受到相应影响。由于气温相应下降，会使其它地质作用发生若干变化。强烈的冷气团，会侵扰四周的冰缘地区，使风的地质作用加强，因而堆积了黄土。极地的扩展，低压带受阻，中低纬区变得多雨潮湿，并出现"雨期"，导致中纬度地区湖泊增加、水系扩大，冲积物、洪积物和湖积物广泛发育。由于冰川扩大，水圈中的一部分水体转变为冰，海水减少，会使海平面下降，陆地相对扩大。气候的变化，还会在海洋沉积作用中反映出来，例如震旦纪时广泛分布的硅质灰岩、白云质灰岩，除了与火山喷发

频繁有关外，寒冷的气候也是影响它形成的重要原因。

间冰期时，全球相对温暖和干燥，如第四纪的几次间冰期，气温较现代可高出2—5℃或与现代相近。导致化学风化作用强烈，造成大量铁、锰质沉积，形成红土风化壳。由于冰川范围的缩小，冰体融化，导致海平面的上升，海水淹没了部分陆地。以我国东海大陆架为例，在海面以下100—200m的沉积物中，曾发现了树干、泥炭、淡水贝壳和纳玛象牙化石等，说明那里原为陆地。长江的古河床也蜿蜒延伸在海面以下100m深的海底上。证明了海平面的上升。

根据地壳均衡概念，无疑，冰川范围的扩展和缩小，也会影响到地壳的升降。例如，南极大陆冰川冰层最厚处达4267m，施加于基岩上的压力达3840t/m²，在持久而巨大的压力作用下，势必发生均衡调整而下沉。据物探资料推测，南极冰盖中心部位，基岩面已下降至海平面以下1600m，北极区的格陵兰冰盖中心部分的基岩面也下降至海面以下300m。冰川的退缩，则会引起原为冰川复盖的大陆发生回升，如加拿大哈得逊湾因冰盖的消失，使该区陆地持续上升，估计速度达1—1.5cm/a，一万余年来已上升了400m有余。

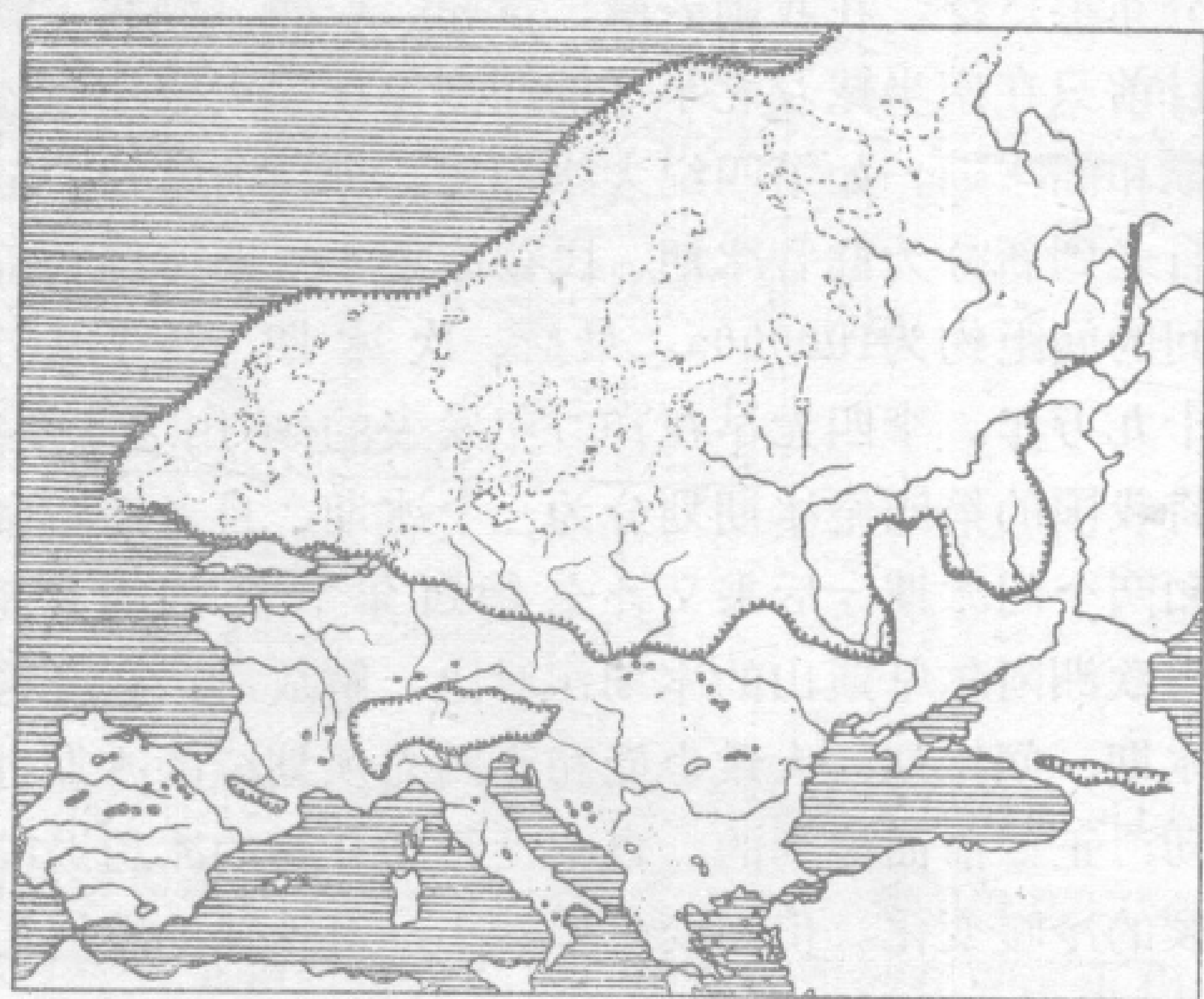


图 8—22　第四纪时最大冰期欧洲冰盖的分布范围
（据 Flint, 1957）
（小区域零星分布的是山岳冰川中心）

研究古代冰碛物还有其实际意义。如冰碛物中常含有大量的粘土，易构成隔水层，会对地下水的储存条件产生影响。冰川强烈破坏基岩，经冰川或其它外动力搬运后，岩石中的有用组分可富集形成砂矿，如川西、湖南的沅江、资水的砂金、金刚石，广西的锡砂等都产生在冰碛物中，它们与第四纪冰川活动有一定的关系。

第九章　风的地质作用

第一节　概　述

风是地表环境中经常发生的一种地质营力。风的地质作用在干旱气候区的荒漠地带及其邻近地区最为显著，但在某些植被稀疏、松散沉积物大量裸露的潮湿气候区（如滨海沙滩），风的地质作用也很显著。

荒漠[1] (desert)是指大陆内部气候干旱、雨量极少（年降雨量少于 250mm）、几乎没有植物生长、荒无人烟的不毛之地。在那里的蒸发量大大超过降雨量，往往一年仅几次降雨，甚至几十年才有一次，而且多是暴风雨。如我国新疆南部沙漠边缘的若羌，年平均降雨量仅11.06mm，但年蒸发量却达2862.5mm。这种地区常有强风吹刮。所以，风是这种地区的主要地质营力。

现代沙漠地区约占陆地面积的1/5，主要分布于南北纬20—35°之间的“亚热带高气压带”，诸如北非撒哈拉大沙漠（面积约$84\times10^5km^2$）、中东及近东的沙漠、澳大利亚中部的沙漠、智利的阿塔卡马沙漠等无一不处在此地带之中。我国的沙漠及戈壁滩约占全国面积的11.4%，合计$109.5\times10^4km^2$。主要集中于北纬35—50°，东经75—125°之间，即贺兰山乌鞘岭以西的内陆干旱地区，其余如陕北，内蒙及东北西部亦有沙漠分布（表9—1）。

表 9—1　我国主要的沙漠

名称（省份）	面积 10^4km^2	名称（省份）	面积 10^4km^2
塔克拉玛干沙漠（新）	32.74	库姆塔格沙漠（新、甘）	1.95
古尔班通古特沙漠（新）	4.73	毛乌素沙地（内蒙）	2.50
巴丹吉林沙漠（甘、宁）	4.71	浑善达克沙地（内蒙、辽）	2.33
腾格里沙漠（甘、宁）	3.67	科尔沁沙地（辽、吉）	2.46
柴达木盆地沙漠（青）	3.31	库布齐沙地（内蒙）	1.61

（据 兰州冰川冻土沙漠研究所1974—1975）

我国沙漠地区的外缘，北起长城，南至秦岭，西自青海湖，东至太行山（即北纬34°—40°、东经102°—114°之间），$63\times10^4km^2$的半干旱地带，广泛覆盖着与风的地质作用密切相关的黄土，形成了世界独特的“黄土高原”（图9—1）。因此，在我国研究风的地质作用有着重要的实际意义。

[1] 通常据荒漠的地貌形态和堆积物特征，将其分为岩漠、砾漠、沙漠和泥漠四种类型。岩漠是荒漠中基岩裸露的地区，仅在洼地中才有崩落的岩块堆积；砾漠又称戈壁，是荒漠中被砾石覆盖的部分；沙漠是荒漠中被大量风沙覆盖的地区；泥漠位于荒漠的低洼地带，是富盐碱的泥质地面。

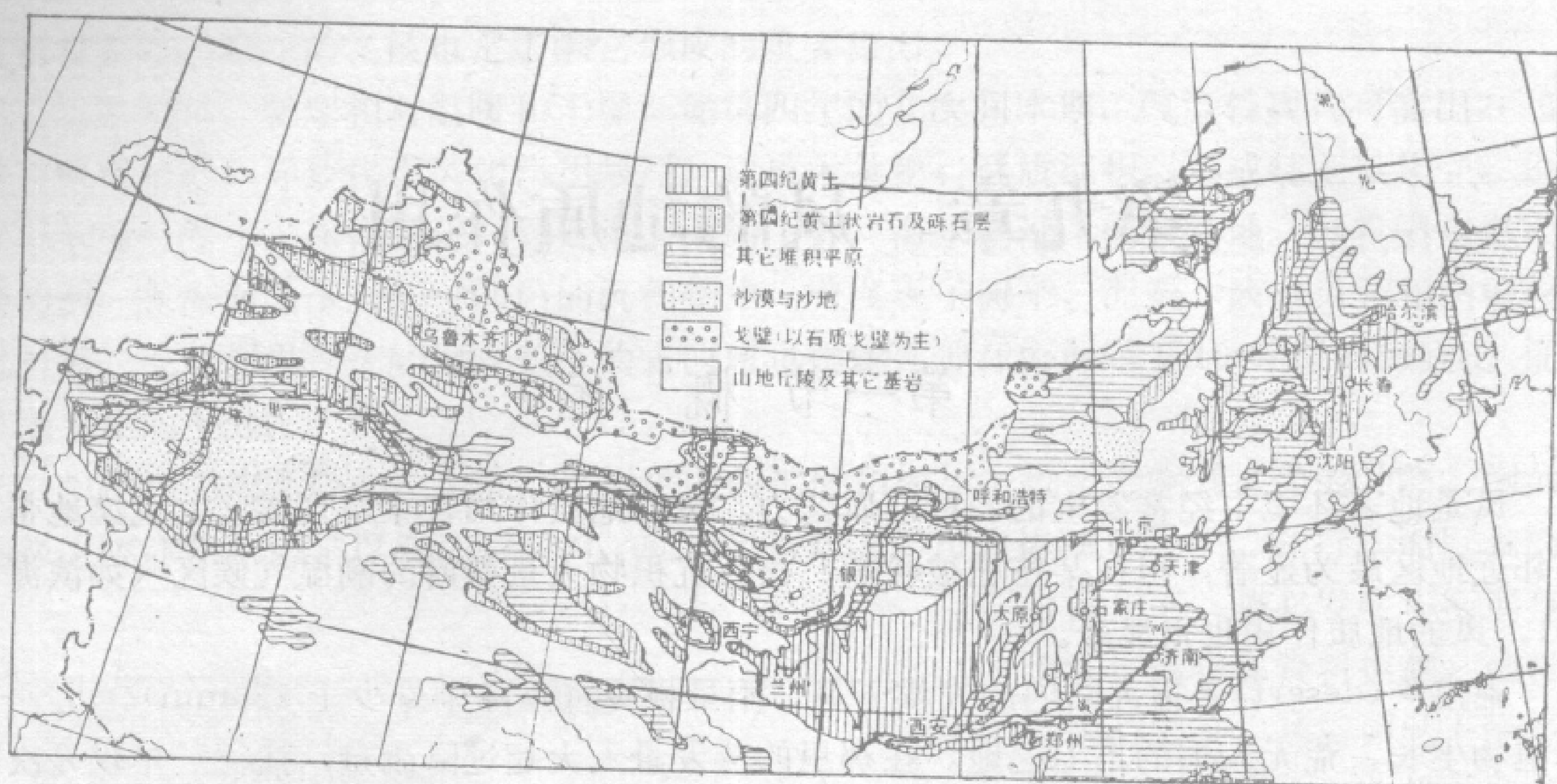


图 9—1 中国沙漠、黄土、戈壁分布略图

（引自 中国自然地理、地貌，1980）

第二节 风沙运动特点

气流以它自身的压力和摩擦力是不可能对地表岩石产生显著破坏的。但是当风速较大并挟带着砂石时，这些砂石就会冲击和摩擦地表岩石，从而产生对岩石的破坏作用。

由于气流的密度极小，仅为水的密度的1/896，所以气流的运动形式主要呈紊流状态。表现为没有固定流路的近面状分布，风速和风向变化大，风的能量传递是由整群的空气分子所构成的旋涡状横向运动进行的。

风地质作用的强、弱取决于风力的大小，同时受地面的物质组成、地面性质以及地形特征的影响，风力的大小可据经验公式计算：

$$P = \frac{1}{2}CV^2$$

（P＝风力；C＝经验常数，一般取0.125；V＝风速）

因地面的摩擦阻力较大，风速和风力一般随离地表的高度而增加，例如离地面 2m 处的风力约为12m处的75％。

当风力达到一定程度，风就能移动地面上的砂粒。砂粒在气流中运动的力学机制与河水中的泥砂运动相似，是气流的冲击力和上举力使砂粒起动的。使一定粒径的砂粒脱离地表进入气流中移动的临界速度称为起砂风速或称起砂风。携带砂粒的气流称风砂流。风砂流中含砂量（输砂率）直接影响风的地质作用的强弱。

据新疆莎车的实测资料可知：沙漠中2m高处当风速为4m/s时，可使细砂（0.1—0.25 mm粒径）移动；5.6m/s时，可使中砂(0.25—0.50mm粒径)移动；当风速达 15m/s时，能使大于2mm的砾石移动。我国西北地区沙漠中堆积的砂粒多是0.15—0.25mm粒径的，因此只要风速达 4—5m/s，就能形成“平沙莽莽黄入天，……随风满地石乱走。”的景象。

地表状况（如植被覆盖程度、湿度、地形起伏等）会对起砂风速有影响，粒径为 2mm

的砂粒，在干燥光滑地表时，起砂风速为15.25m/s；在有稀疏植被、较湿润的地表，风速要达20.5m/s方能使其起动（据陈林芳等1960年在甘肃民勤沙井子的实测）。

风砂流中的含砂量是随高度增加而减少的。据实测，绝大部分砂粒集中在近地面30cm处，特别是10cm以下的地区。表9—2示在风速9.8m/s时，不同高度风沙流中的含砂量的数据（新疆莎车实测）。而且砂粒的粒径大小也与高度有关，如粒径＞0.1mm的粘土多悬浮于高空，数量极小，粒径＞2mm的砾石多在近地面处滚动。

表 9—2 风速为9.8m/s时不同高度风砂流内搬运的砂量

高度(cm)	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
含沙量(%)	79.32	12.30	4.79	1.50	0.95	0.40	0.74
累　计	96.41			3.59			

（新疆莎车）

风砂流中的含砂量还随风速而变化，当风速显著超过起砂风速后，风砂流中的含砂量将急剧增加，特别是近地表10cm的含砂量（绝对值）将增大（见表9—3）。

表 9—3 风速与含砂量的关系

离地2m高处风速(m/s)	4.5	5.5	6.5	7.4	13.2	15.0
0—10cm高度内的含砂量 (g/cm/min)	0.37	1.04	1.20	2.27	19.44	35.58

（新疆莎车）

风的运动、起砂风速的变化以及风砂流的含砂量随高度变化等特点，都会对风的剥蚀作用和搬运作用起着重要影响。

第三节 风　蚀　作　用

风蚀作用(aeolian erosion)是指风以其自身的力量和所挟带的砂石对地表岩石进行冲击和摩擦，致使地表岩石遭受破坏的地质作用。按作用方式分为吹蚀（吹扬）作用和磨蚀作用两种。

风的冲击力及其紊流作用，把在地表的疏松物质吹离原地的作用称吹蚀作用(deflation)。持续的吹蚀会使地表形成大小不等、大体顺主要风向伸长的椭圆形洼地，称风蚀洼地(wind basin)。风蚀作用的强度与风力的大小、组成地面的碎屑物的粒径有关。能吹扬离开地表的碎屑物通常是＜2mm以下的砂和粘土，砾石将留在原地。在风力强劲的地区，因砂和粘土多数被刮走，只剩下砾石，在条件适宜时，便形成以砾石为主的砾漠——戈壁(gobi)。有植被覆盖，地表较湿润的地区，吹蚀作用往往是微不足道的。

磨蚀作用(abrasion)是指在风砂流动过程中所带砂粒对地表岩石的冲击、磨擦及其使岩石发生破坏的作用。风砂流中的含砂量是影响磨蚀作用的主要因素。换言之，风的磨蚀

作用强度与风速和砂粒离地面高度及粒径有关。因风砂流的含砂量有垂直分布的特点，磨蚀作用最显著的范围是离地30cm以内的地区。风速往往受地形的控制，一般情况下，沟谷纵横的盆地边缘的风速，要比一望无垠的沙漠腹地大，磨蚀作用也更显著。但以山谷垭口和正对风口的迎风地段的磨蚀作用最强烈。

在风蚀强烈地区的岩壁上，常可发现因风砂吹蚀和砂粒旋转磨蚀形成的蜂窝状孔洞和大小不等的凹坑（一般深约10—15cm，直径可达10—20cm）称蜂窝石或风蚀壁龛(tafoni)（图9—2）。若岩性软硬不均，在风蚀作用下可形成不规则的洞穴，称风蚀穴(blowhole)。盆地边缘突出的孤石或岩块，在风砂长期磨蚀下，常可形成上大下细，呈蘑菇状的石块，称风蚀石蘑菇(mueshroom rocks)（图9—3）。持续的风蚀，将使石块的下部变得很细，仿佛能被风吹动，称为摇摆石。若岩块发育垂直裂隙，经长期风蚀，可形成风蚀柱(deflation column)。

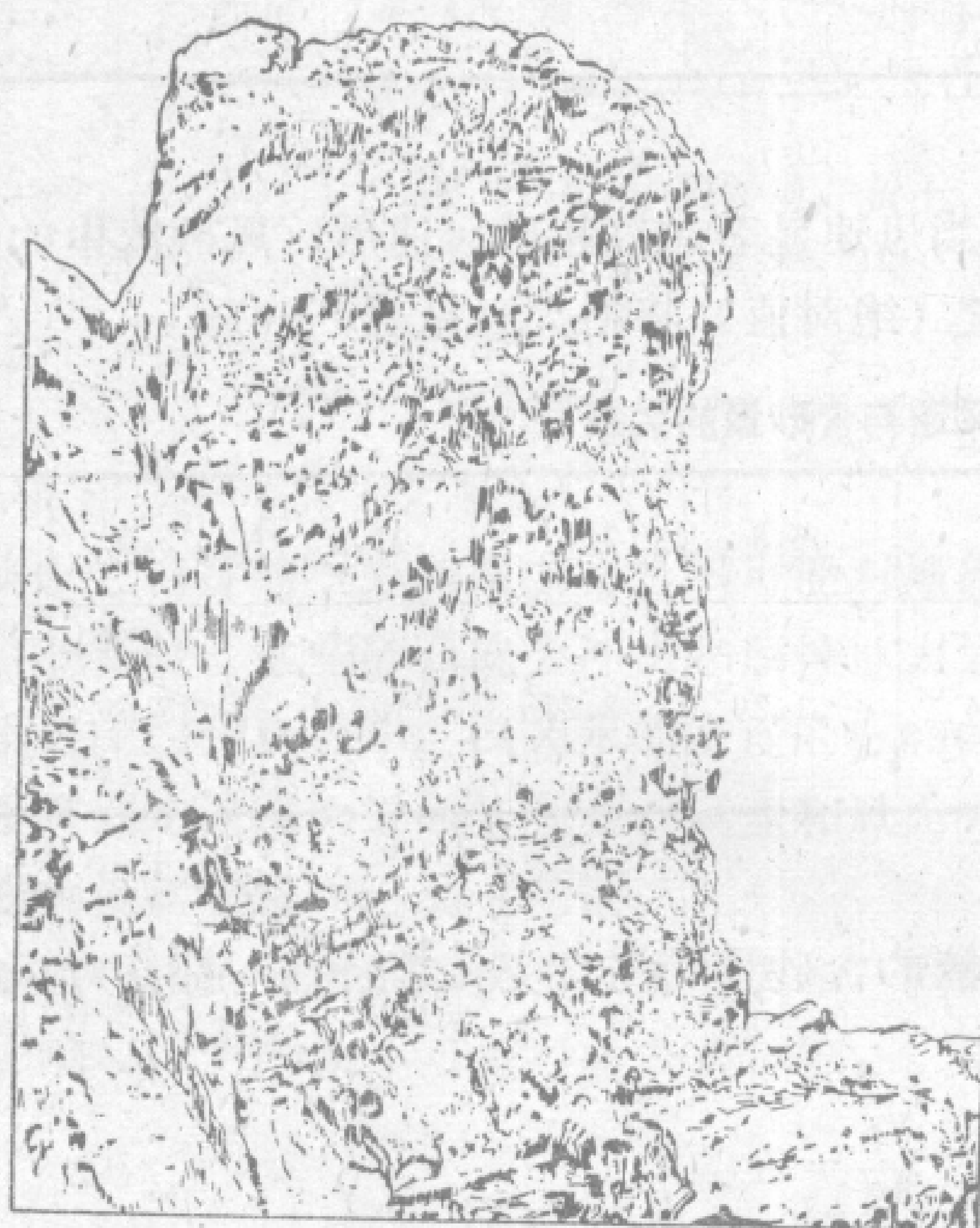


图 9—2 风蚀壁龛
（据 罗贝克）

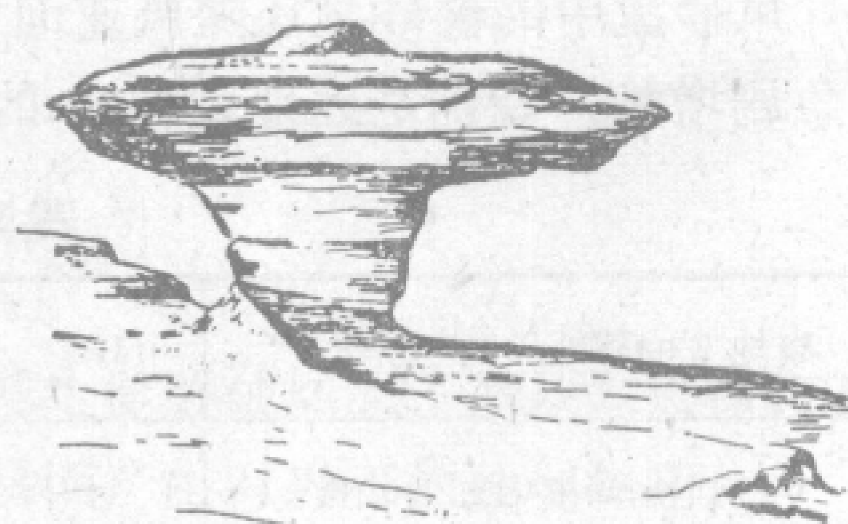


图 9—3 风蚀石蘑菇

风蚀作用可把早期的河谷和盆地改造成风蚀谷(wind valley)或洼地（图9—4）。因为风在谷地中前进的方向和速度经常发生变化，所以，风蚀谷也没有特定形态，可为狭长沟谷，也可为宽浅的谷地。风蚀谷谷底忽高忽低，谷宽忽宽忽窄，平面上蜿蜒曲折、纵横交错，主谷和支谷的交汇也无一定特征，宛如迷宫，这也是风蚀谷与流水侵蚀作用形成的冲沟与河谷不同之处。风蚀谷的谷壁上分布着大小不等的风蚀穴和风蚀壁龛等，壁下则散落着崩塌堆积物。在风蚀盆地中有时还可见经风力雕塑而形成的平顶状多层的基岩墩台，其高度可达10—30m，远观酷似断垣残壁的古堡或宝塔，称风城(winderoded castle)或岛山（图9—5）。风城多发育在盆地边缘沉积岩出露的地带，尤其是当沉积岩的产状近水平，软硬岩层相间时更易形成。我国新疆准噶尔盆地西北部乌尔禾地区就发育有风城地形。风蚀作用可将地面深切形成一定范围的洼地，这样的洼地贮水则可形成风蚀湖(wind-erosion

lake）（图9—6）。也可形成水草从生的绿洲（oasis），在这样的地区风蚀作用会大大消弱。

散布在风蚀盆地中不能为风力吹动的岩石碎块，在风向时有变化的风砂流的长期磨蚀作用下，可形成由几个磨光面组成的砾石（有三棱的、也有四棱或多棱的），称风棱石（ventifact）。它的棱脊线的延伸方向大致与当时的风向垂直，是风蚀作用的重要证据。

必须指出，风蚀地形很少是风蚀作用独自形成的，它仅仅是对早期由其它地质营力已塑造的地形进行改造的结果。在风蚀作用过程中物理风化、流水等作用也起着重要的影响。

我国新疆准噶尔盆地的西北部，塔里木盆地的东端，青海柴达木盆地的西北部都是著名的风蚀区。罗布泊洼地附近的风蚀区达2600km²，并形成了各种风蚀地形。

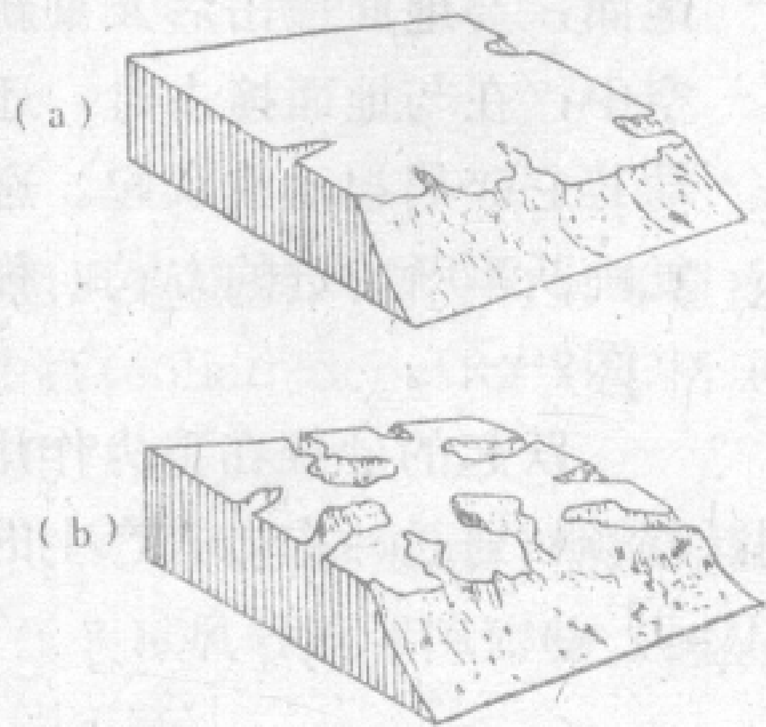


图 9—4　风蚀谷

a—最初的侵蚀谷；b—受风力改造形成的风蚀谷

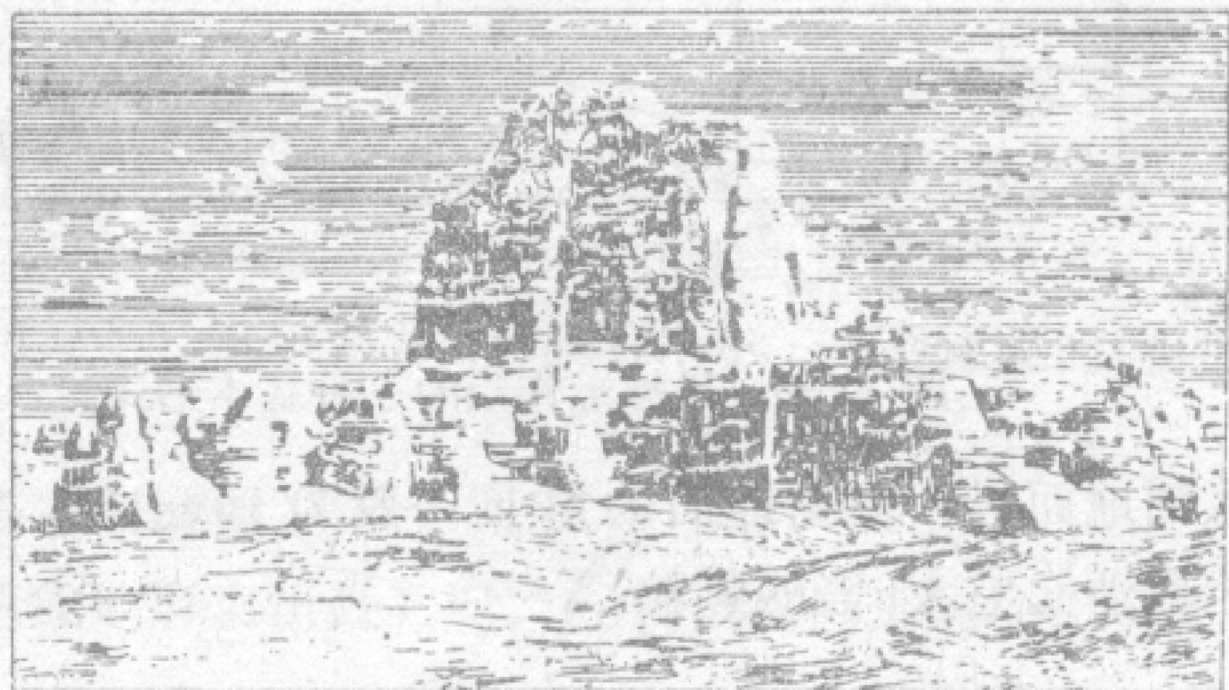


图 9—5　新疆哈密西南的风城地形

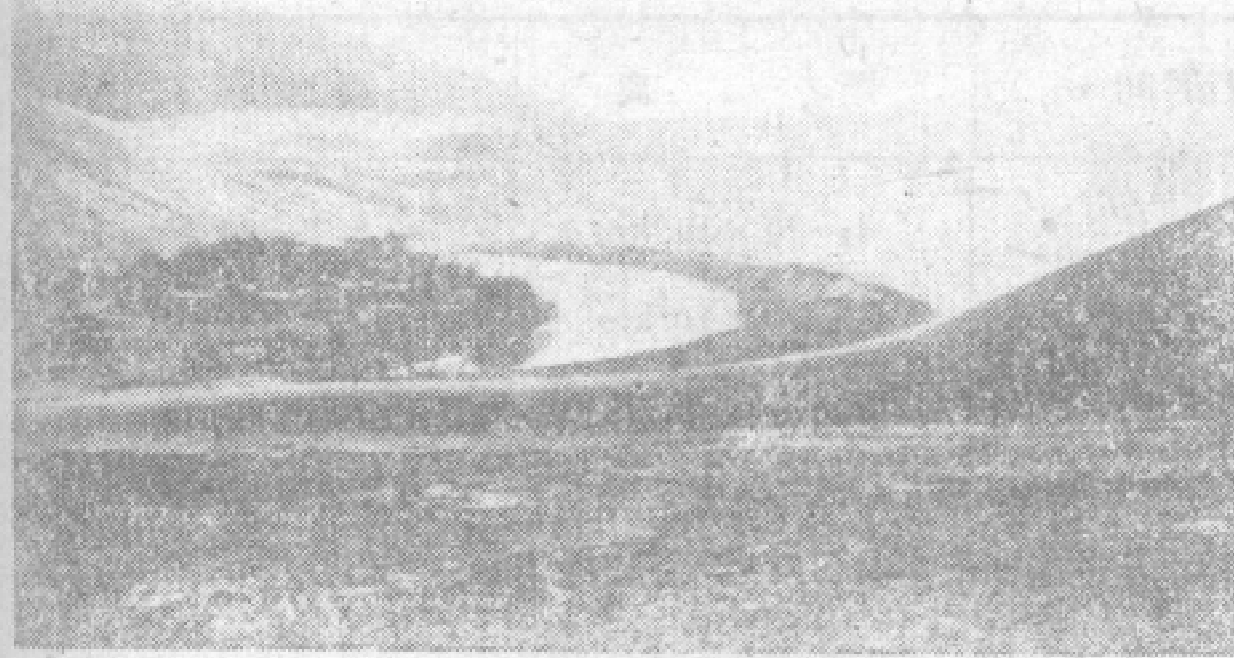


图 9—6　风蚀湖

甘肃酒泉月牙湖

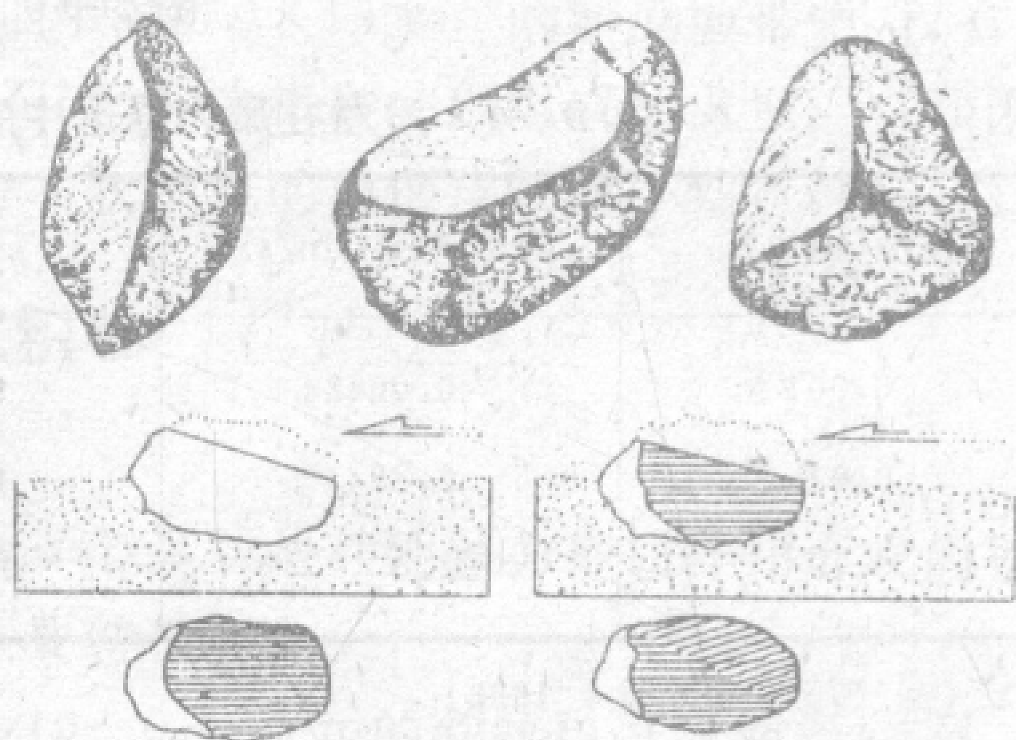


图 9—7　风棱石及其形成

第四节 风的搬运作用

风力把各种碎屑物携带至他处的过程称风的搬运作用。碎屑物在风力作用下的运动方式分为悬移、跃移和推移（蠕移）三种（图9—8）。

悬移　粒径小而轻的砂粒，在其它砂粒的撞击和气流紊流的上举力作用下长期悬浮在空中，并被风运至远方的过程，称为悬移。一般来说，风的悬移质粒径多在0.2mm以

下。当风速增大时，悬移质中砂粒的粒径可较大，在悬移过程中，如风速变小，粒径大的悬移质会发生沉降。因而，砂粒粒径越细，悬浮时间越长，并可以搬至更远的地区（表9—4）。往往一次大风暴可以把数以百万吨的尘土运至数百公里乃至数千公里以外。例如起源于北非撒哈拉沙漠的一次尘暴，可以在欧洲大陆落下多达180×10^4t的尘土。

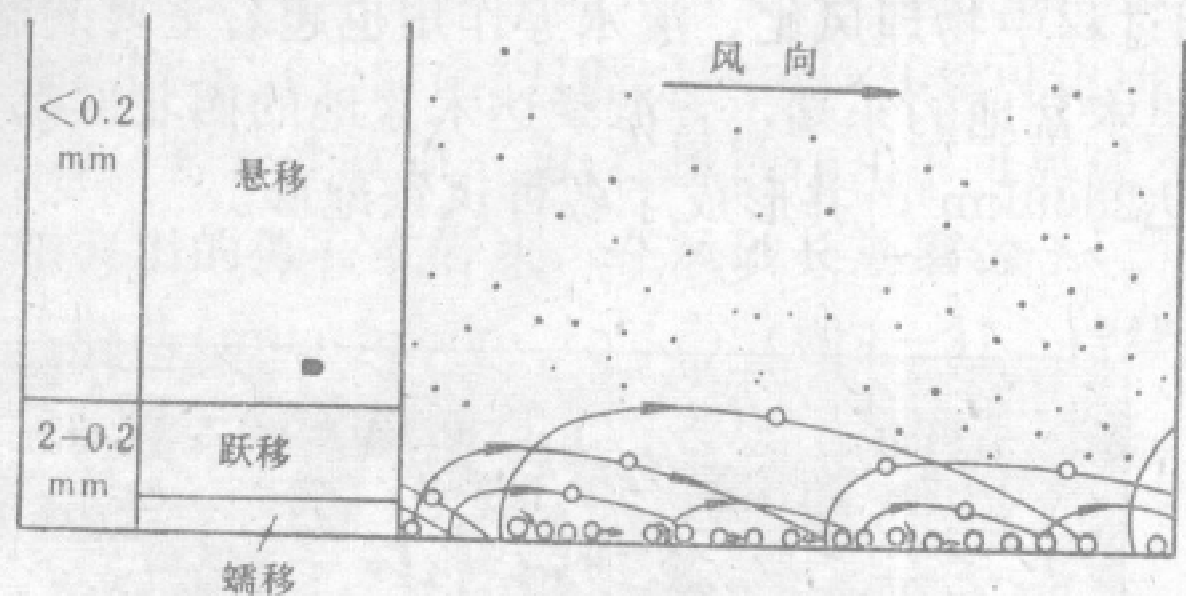


图 9—8 风搬运作用的三种基本形式

跃移 砂粒被风起动后，风力可以把它加速至接近风速，并可使其跃入空中，在重力作用下，它又可以抛物线的方式落到地面，与地面撞击后又重新跳入空中；在与地面撞击时，还可带动其它碎屑起动或跃起。这样反复跳跃不断前进的方式，称跃移（图9—9）。

跃起的砂粒在重力作用下降落到地面时，撞击地面的角度一般为10—16°。据观测跃移颗粒通过冲击方式产生的动能能推动比它大6倍的颗粒。

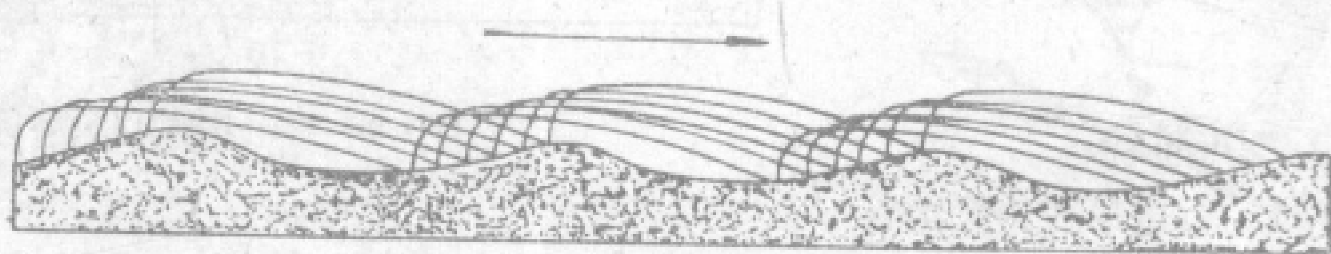


图 9—9 风砂跃移的特点

表 9—4 质点在风力悬运中的飞行时间及高度（风速15m/s时）

直径(mm)	降落速度(cm/s)	飞行时间	距　　离	最大高度
0.001	0.00824	9—90年	$4—40 \times 10^6$km	6.1—61km
0.01	0.824	8—80年	$4—40 \times 10^2$km	61—610m
0.1	82.4	0.3—3秒	46—460m	0.61—6.1m

（据 国际沉积学会，1965）

推移（蠕移） 沙层表面的砂粒和细砾，在风力及跃移砂粒的冲击下，部分被推动或以滚动方式缓慢向前移动的过程称为推移。风速较低时，砂、砾移动的速度每秒仅为几毫米；当风速加大时，卷入滚动的砂砾增多，被推移的距离也越远；在风速较高时，表层的砂粒可以整层地缓缓向前移动。据观测，砂砾推移的最高速度不会超过2.5cm/s。

粒径自0.2—2mm的砂、砾都以跃移和推移方式移动，大部分砂粒（<1mm）是以跃移或悬移方式被风搬运的，约25%左右的砂粒则以推移方式被搬走。当风速极大时，砂粒也可以在短期内保持悬移方式。

风的分选作用极为明显。细砂和粘土多以悬移的形式被远距离搬运，剩余的砂砾也在风力的反复筛选下，把质轻粒细的细砂以悬移或跃移形式搬运至较远地区；粗且重的砂、砾只能以推移的形式作较短距离的移动。

由于空气的密度小，粘度小(仅是水的1.76×10^{-6})，空气中的缓冲力也小，所以在风的搬运过程中颗粒间的碰撞及与地面的撞击、摩擦的程度要比在水中大，颗粒更易因撞击而磨细、磨圆。实验证明，对同等质量的砂粒来说，在空气中拖曳时要比在水中拖曳消耗更多的功能。据计算约大430倍，这也加剧了砂粒的磨损程度，有人估计砂粒在风中搬运时的磨损程度，要比在水中搬运时约大100—1000倍。所以风成砂常呈浑圆状，但因频繁撞击，表面常呈毛玻璃状，在高倍显微镜下，可发现砂粒表面有许多凹坑。

第五节 风的沉积作用

一、风的沉积作用的特点

当风速减弱，紊流的上举速度低于砂粒的沉降速度时，砂粒和尘土便堆积下来，形成风积物(eolian deposit)(包括风成砂和黄土)，这就是风的沉积作用。风速减弱的原因有以下几方面：

（1）风砂流在运行中因地面摩擦而逐渐减速；

（2）风砂流遇障碍物（树丛、草丛或地形突出处）时，在背风面因屏障作用会使风速急剧下降。

此外，在两股风砂流汇合，或因干燥气流与冷湿气流相遇时，气流被迫上升也会使风速减弱。

由于风力搬运过程的分选作用，沉积作用也有明显的分带性。在风力强劲的荒漠地区，实际上只有部分地区被风成的沙层覆盖(如阿拉伯半岛$270 \times 10^4 km^2$的沙漠地带中，仅有1/3的地区被风成沙层覆盖)；其余则为风蚀基岩区(石漠)和由粗砂—砾组成的戈壁；在沙漠的外缘常有黄土堆积。我国的戈壁、沙漠、黄土分布状况也明显地反映这一特点(图9—1)。

二、风的沉积物

(一) 风成砂沉积

1. 风成砂的主要特征　　风成砂(aeolian sand)多数是其他外力地质作用形成的松散堆积物，经反复吹扬、堆积而成的。风成砂的主要特征有：

（1）砂粒的磨圆度较好，即使是粒径为0.10—0.15mm的砂粒也可以磨得很圆。但颗粒表面常因撞击而成毛玻璃状；

（2）分选性极好，90%左右为粒径0.25—0.05mm的砂粒，超过0.5mm的数量很少；

（3）大多数砂粒是由最稳定和最坚硬的矿物颗粒如石英等组成的，一般不存在云母；

（4）较粗的砂粒表面上常因受强烈的氧化致使氧化锰和铁析出，并附于地表或颗粒表面上形成鲜艳色彩（橙黄色或者红色）具有油脂光泽的被膜，俗称“沙漠漆”；

（5）风成砂中一般不含任何生物遗迹。

风成砂常可组成各种风积地形如：沙波纹、沙堆和沙丘等。

2. 风砂的各种堆积形态

沙波纹和沙堆

沙波纹和沙堆　　沙波纹和沙堆是风积地形的原始形态。当沙地表面稍有起伏，因风蚀的结果可形成相互平行、微有起伏的洼槽和垄脊，即沙波纹。沙波纹的脊高通常约十余厘米，脊线间距多为n×10cm。与流水形成的沙波纹的差别在于粗砂多被风力推移至脊线附近，而流水形成的沙波纹粗砂则多集中于洼槽。沙波纹通常与风向垂直并顺风迁移。

沙波纹在迁移过程中，若遇障碍物（如树丛等）使风砂流受阻，背风面则产生涡流，消耗气流的能量，风速相对减弱，砂粒大量积聚形成沙堆。沙堆在平面上呈圆形或椭圆形。在砂源不丰富，沙地潮湿且多植被时，沙堆可暂时固定下来。若砂源丰富，植物被覆盖或因根系不能到达给水层而无法生长时，沙堆可不断扩大、增高并向前移动，形成各种形态的沙丘（图9—10）。

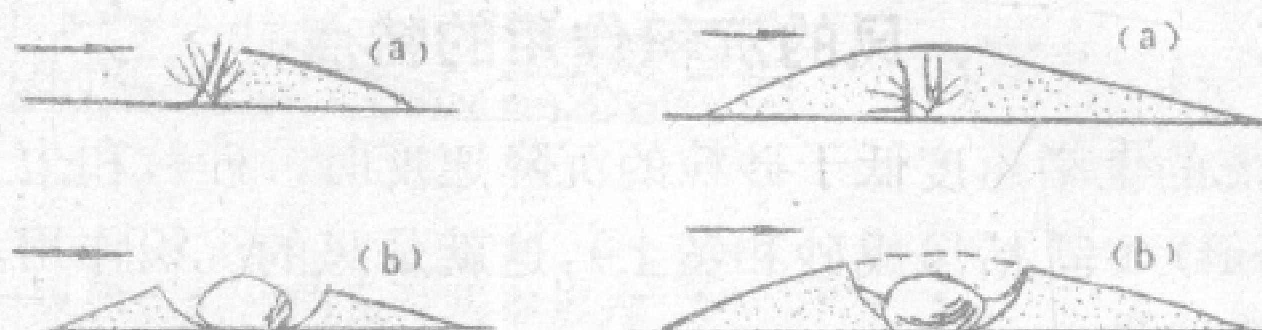


图 9—10　沙堆及沙丘的形成过程

左图—障碍物（a为树丛，b为石头）后积聚成沙堆右图—障碍物被掩盖成雏形沙丘

沙丘　　沙丘(dune)是由沙堆逐渐扩大和加高而形成的，是在风力作用下由砂粒堆积而成的圆丘状地形。沙丘形成后就成为风砂流的障碍物，风力把迎风面的砂粒带走，并在背风面堆积下来，使沙丘顺风向前移动，沙丘内部也形成顺风方向倾斜的斜层理。因供砂量、风速、风向的变化及风砂流所经过的地表特征的差异，可以形成各种形态的沙丘。常见的沙丘有：新月形沙丘、纵向沙丘和角锥状沙丘等。

新月形沙丘　　新月形沙丘(barchan dune)是一种平面上呈弯月形，沙丘两侧有顺风向延伸且向内弯曲的翼角的沙丘。新月形沙丘的排列方向多与风向垂直，常可单个存在。一般高度为数米至数十米。新月形沙丘的迎风面较缓，背风面较陡并呈向内弯的凹面（图9—11）。新月形沙丘多发育于砂源较少，地形较平坦，风向较稳定的沙漠边缘地区。雏形沙丘形成后，使地面气流结构也发生变化。如风被沙丘阻挡可发生分流，部分越

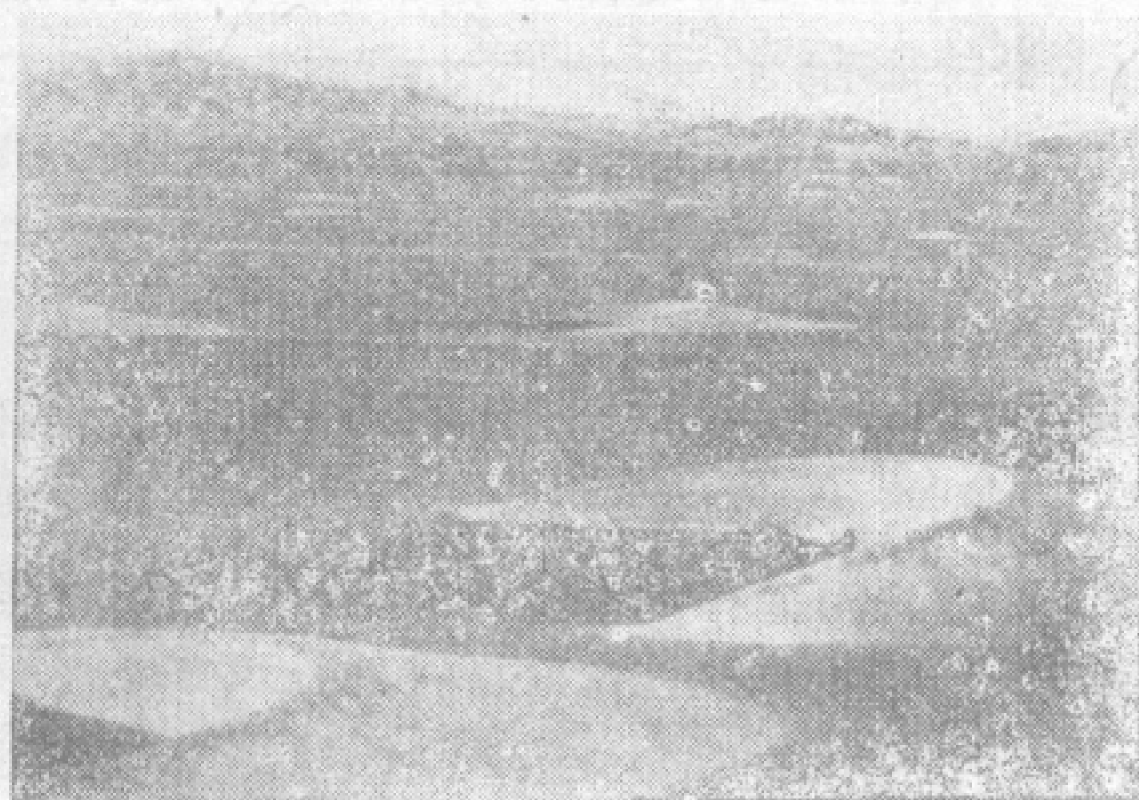


图 9—11　新月形沙丘

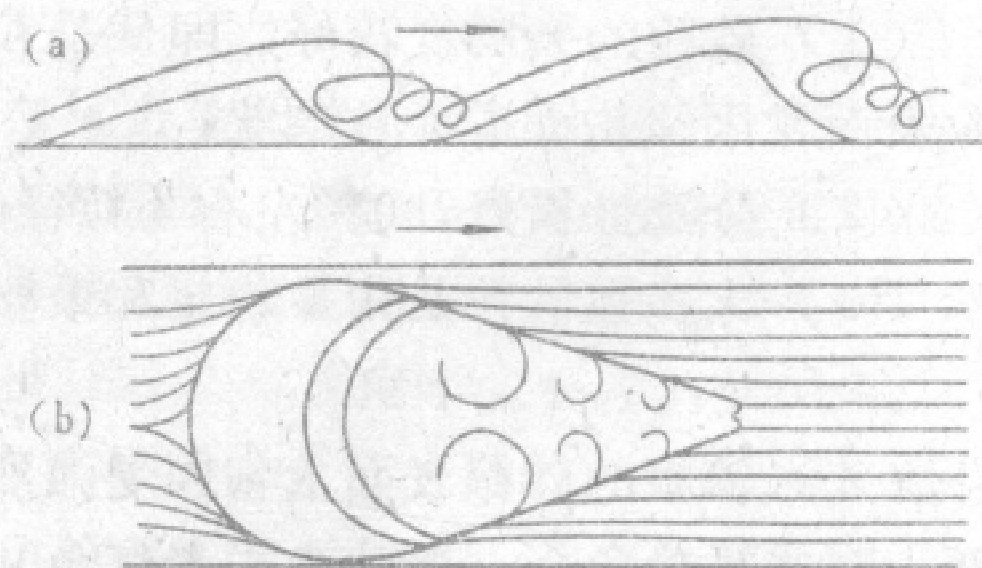


图 9—12　新月形沙丘及其附近气流分布

a—纵剖面；b—俯视图

（括 巴格尔诺尔德，1941）

沙丘脊而过，沙层被风力推至脊部，使迎风坡逐渐变缓，越过脊部的气流形成涡流（图9—12），使背风面成马蹄形洼地；另一部分气流则成为绕沙丘两侧运动的分流，因与正常气流汇合而使风速加大，引起两翼沙层移动较快而形成翼角，背风面与两翼气流的压力差，产生向内的回流，使顺风的翼角向内弯曲。通过上述的过程，沙堆便演变成为新月形沙丘（图9—13）。

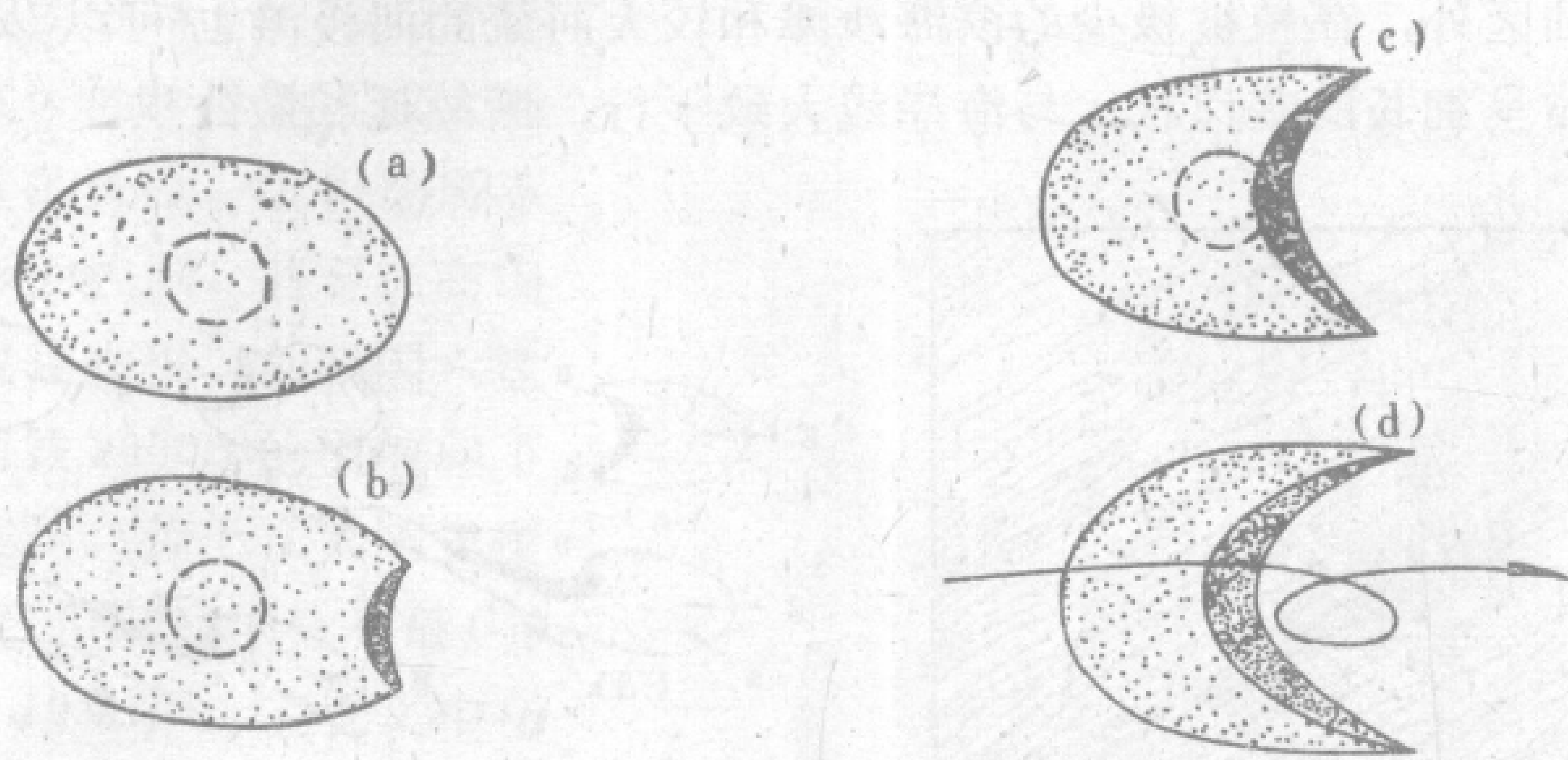


图 9—13　新月形沙丘的形成过程
（据 巴格诺尔德，1941）

新月形沙丘形成后，受风力作用还会顺风向前移动，移动速度与供砂量、风速及沙丘角度等因素有关，一般速度为5—50m/a。多个新月形沙丘顺风向前移动时，其翼部相互衔接就形成延伸方向与盛行风向垂直的新月形沙丘链(barchan chain)（图9—14）。沙丘或沙丘链在移动过程中，随着沙层陆续在背风面堆积，可形成顺风向倾斜的斜层理。如果风向或风力有改变，原有沙丘被剥蚀或被另外的沙丘所叠置时，则使原有斜层理部分

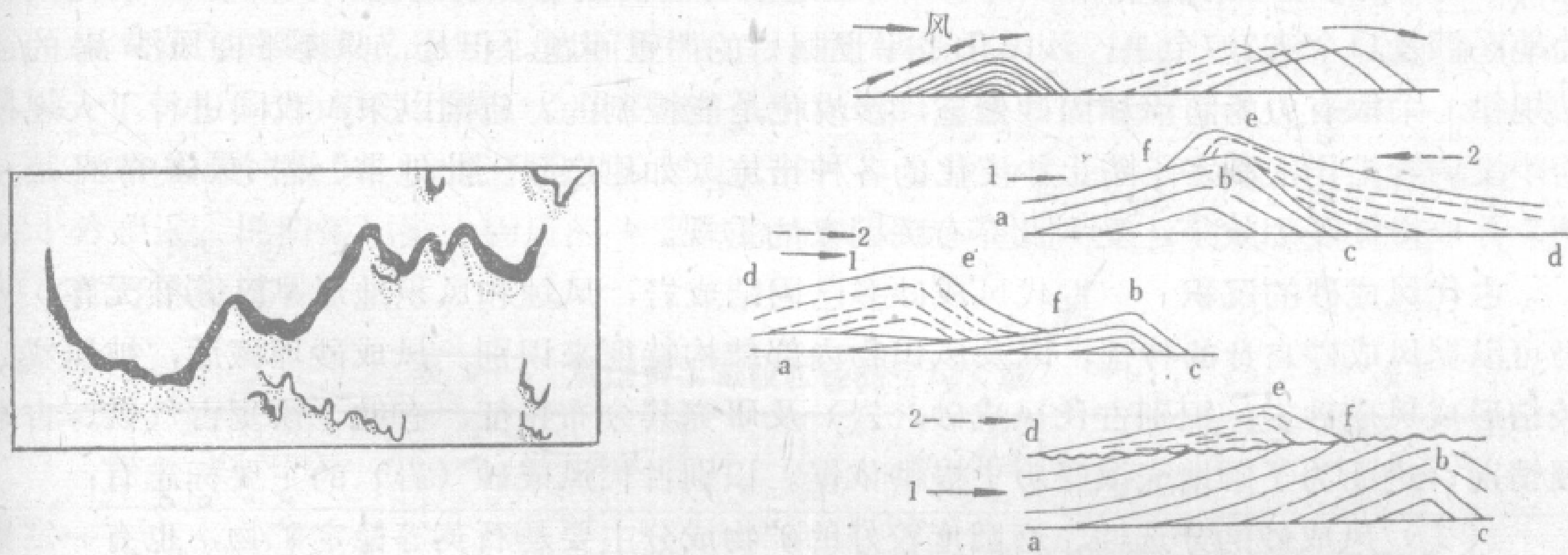


图 9—14　新月形沙丘链

图 9—15　风成楔形交错层理的形成过程
（自编）最上图—在单向风力作用下沙丘的移动及斜层理的形成，下面三图—在方向不同，强弱不同的风力作用下楔形交错层的形成过程

被破坏，在剥蚀面上可叠加上相反方向或倾角上有差异的斜层理，构成风积物特有的高角度（20°—30°）厚度较大的交错层理（图9—15）。

纵向沙丘　纵向沙丘(longitudinal dune)是轴向与主要风向平行的垄岗状风砂堆积地形（图9—16）。常发育于供砂量中等、有强烈的单向风的沙漠地区。单向风形成的水平流动涡流，把低处砂粒卷起并带至垄岗顶部，洼地则为气流通道，形成与风向一致的垅状沙丘。纵向沙丘也可以由新月形沙丘链演化而来，当其一翼因有较强的风吹刮，而不断延伸，或因翼角散开，就可以演变成纵向沙丘（图9—17）。

除干旱的内陆区外，在植被极少的滨海沙滩和较大河流的河漫滩也可以发育风积地形。海滨沙丘通常呈细长的垄岗状，与海岸线大致平行，断续延长数公里。

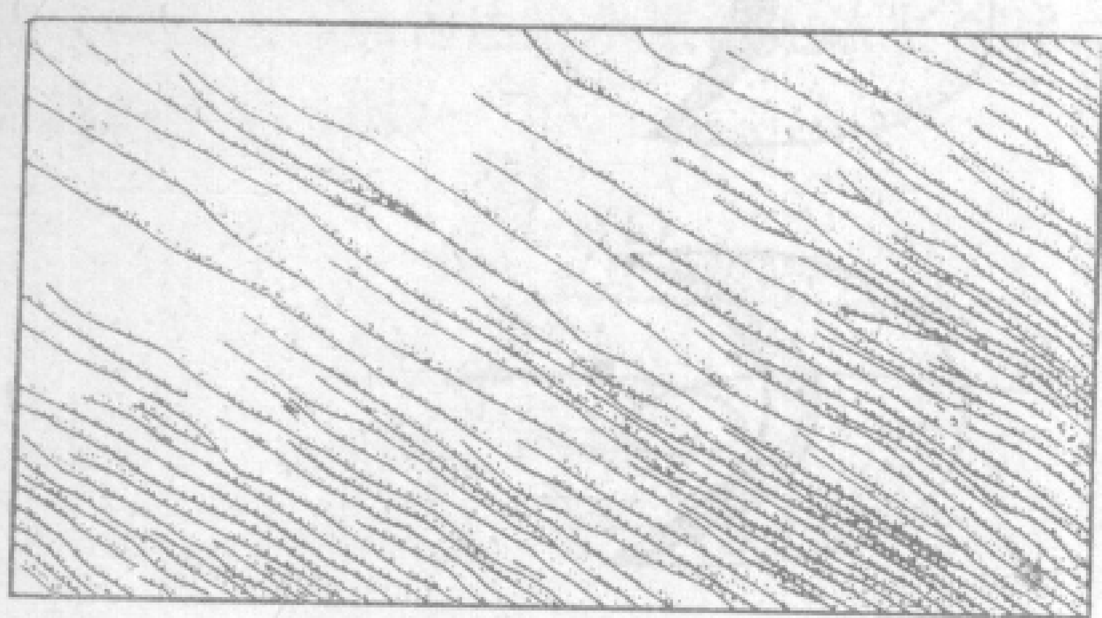


图 9—16　纵向沙丘

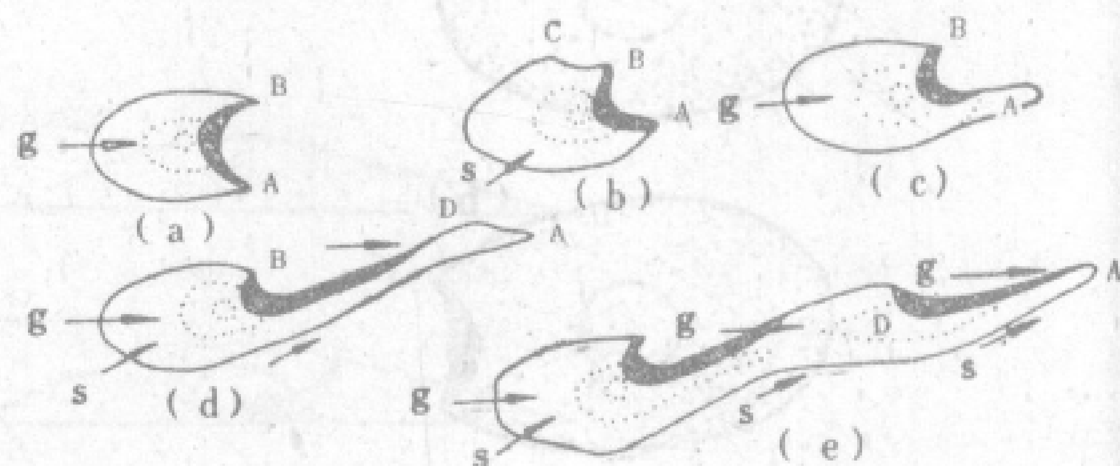


图 9—17　由新月形沙丘发育为纵向沙丘
（据 R. A. Bagnold）

3，风砂的危害及沙漠化

风砂流和沙丘移动，以及滥垦、滥伐、滥牧等可造成植被的破坏，使沙漠地区逐年扩大。风沙可埋没耕地、毁坏建筑、阻塞交通，是一种严重的自然灾害。闻名于世的“丝绸之路”和汉代盛极一时的西域三十六国，现代已变成黄沙覆盖、人烟稀少的地带。过去的城堡，现在只余下残垣断壁或荡然无存。据估计，世界上受沙漠化威胁的地区约占全球陆地的1/3，平均每年约有$5—7\times10^4km^2$的土地沦为沙漠或准沙漠地区。我国受沙漠化威胁的地区涉及11个省207个县，沙漠化是举世瞩目的严重问题。但是，只要掌握风沙流的运动规律，采取有力的防治和固砂措施，沙漠化是能控制的。建国以来，我国进行了大规模的沙漠调查工作，制定了防止沙漠化的各种措施（如建造“三北地带”固沙林带就是一例）并取得显著的效果，受到世界有关国家的重视。

古代风成砂的沉积　古代风成砂多已固结成岩，风蚀和风积地形早已荡然无存，但仍可以据风成砂自身的特征，以及风积物内部结构特征来识别。风成砂埋藏后，被压实、胶结形成风成砂岩。识别古代风成砂（岩）及研究其分布特征，有助于恢复古气候、古地理情况；进而为了解地壳演变历史提供依据。识别古代风成砂（岩）的主要标志有：

（1）风成砂的分选性、磨圆度较好的矿物成分主要是石英等稳定矿物，也有一定数量的不稳定矿物，但很少含云母质矿物；

（2）常发育较厚的交错层理，斜层理的倾角一般较陡（达30°—34°）；

（3）没有海生生物化石及煤的存在，其它生物痕迹亦少见；

（4）有时与石膏、岩盐等蒸发岩共生。

（二）黄土沉积

在风的作用下，一些粉砂和尘土（粒径＜0.1mm）等质轻的碎屑物可以长期悬浮空中，作远距离搬运。由风堆积的粉砂和尘土沉积物称黄土(loess)，风成黄土被流水搬运再

沉积后，称次生黄土，或称黄土状岩石。

黄土是一种灰黄色或棕黄色疏松多孔的沉积物。无层理；质较轻；稍具粘性；遇水侵湿后会发生塌陷（称湿陷）。黄土的结构疏松，多孔隙，垂直裂隙（节理）发育，地表水极易渗透，受流水冲刷常形成两壁陡立的沟壑（图9—18）。

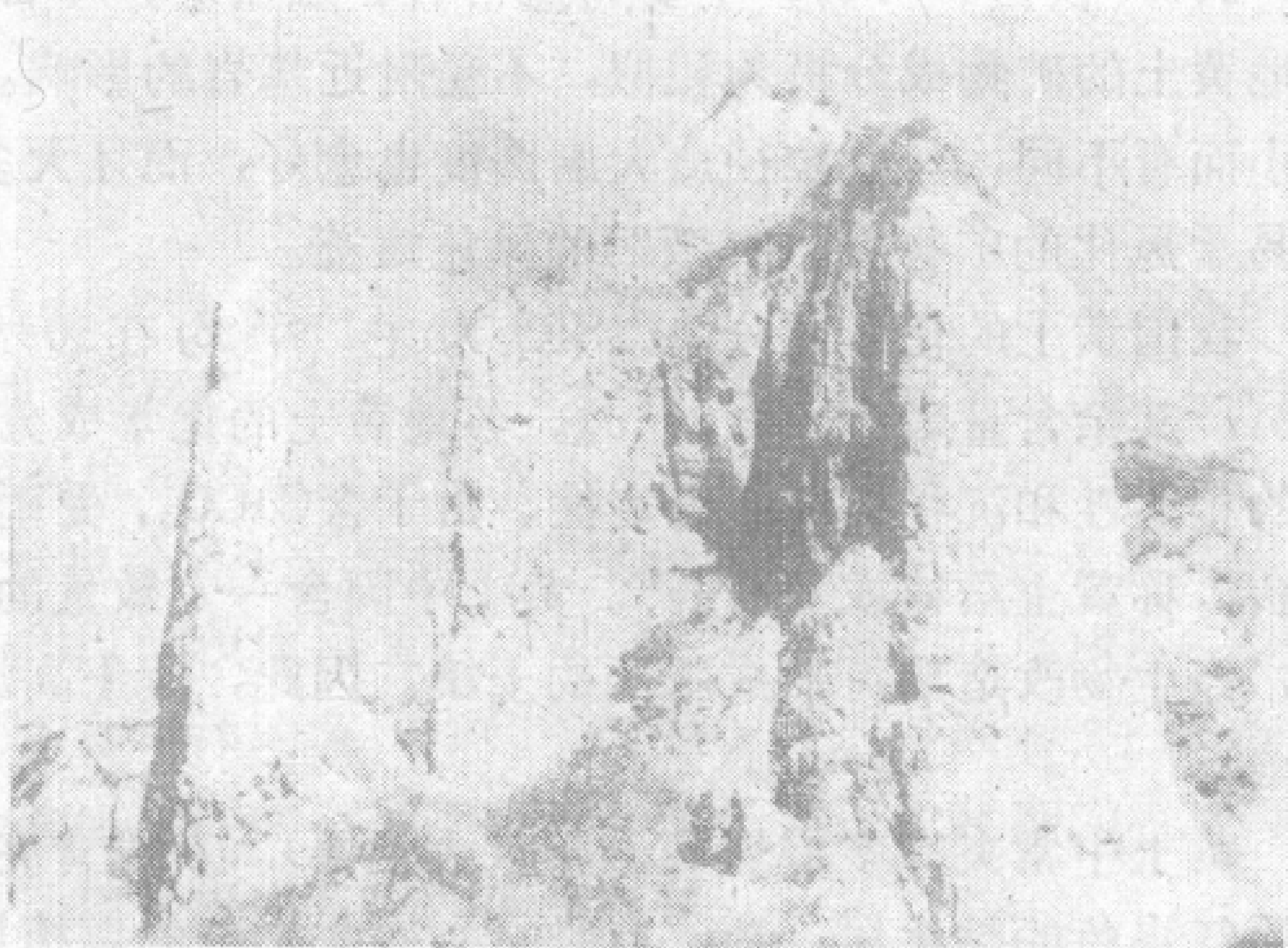


图 9—18 黄土的垂直节理

黄土主要分布于中纬度干旱或半干旱气候的沙漠地区或大陆冰川覆盖区的外缘。沉积场所不受原有地形的控制，甚至在高山之颠仍能成片堆积，如我国六盘山地区自海拔2000m的山坡向下均有黄土堆积。黄土在大陆上覆盖面积很大，但以我国分布最广，面积达$44\times10^4km^2$，主要集中在黄河中游的陕、甘、宁、晋等省(面积为$27.56\times10^4km^2$)，即举世闻名的"黄土高原"。黄土高原上黄土厚度常在百米以上，陇西地区厚度甚至超过200m，最厚达400m，是世界之冠。蜿蜒穿行于黄土高原上的黄河，及它曾注入过的黄海，正因水体中富含黄土质悬移质，水色浊黄而得名。此外，我国的新疆和东北地区也有黄土零星分布。世界上其他地区黄土分布较零星，厚度多数不超过10—20m，主要分布于西欧的莱茵河流域，东欧平原南部，北美密西西比河中上游及北非的苏丹、南美的阿根廷等地。

组成黄土的颗粒成分与现代大气中的尘土极为相似。以我国黄土为例，大部分为粒径0.05—0.005mm的粉砂组成，尤以0.05—0.01mm的为最多，平均含量达48.5—43.4%；>0.1mm的颗粒极少，含量不足2%（表9—5）。各地的黄土各种粒级的平均含量变化幅度十分相近，说明搬运黄土物质的主要营力的单一性。同时只有经过远距离搬运，才能达到这样好的分选性。

表 9—5 我国黄土颗粒粒径的平均含量

粒 径(mm)	平均含量(%)	粒 径(mm)	平均含量(%)
>0.1（细砂）	1.06—1.21	0.01—0.005（粉粘土）	7.2—9.1
0.1—0.05（粗粉砂）	25.5	<0.005（粘土）	18.2
0.05—0.01（细粉砂）	48.5—43.4		

（引自《中国自然地理、地貌》，1980）

据分析，黄土高原上的黄土颗粒粒度变化特点是：自北西方向（蒙古高原）向南东（渭河流域）方向，粉砂级（0.1—0.05mm)的含量递减，而粘土质颗粒（<0.005mm)的含量递增。碎屑物的这一分布特点，可以用风的搬运过程中碎屑物的分选规律来说明。据观察，至今每年从西伯利亚、蒙古、新疆向南吹刮的西北向大风中仍携带着大量粉砂和

粘土，华北地区粉砂和粘土的沉降速度为1mm/a。按此推算，形成厚达几百米的黄土，需要经过几十万年的时间。

组成我国黄土的矿物有40—50种之多，但以比重<2.9的轻矿物为主，约占90—96%，其中石英的平均含量达50%以上，长石为40—42%，长石中又以正长石为主。重矿物（比重>2.9）仅占4—7%，主要为绿帘石、磁铁矿、辉石、角闪石等，几乎不含云母类矿物。各地黄土的矿物成分极为相似，不受附近基岩的影响。黄土中矿物颗粒的磨圆度则随粒径大小而有不同，一般粒径愈大磨圆度也愈好，而且大多数矿物的表面都没有风化痕迹，即使易于风化的矿物也只有微弱的风化痕迹。

我国黄土的化学成分中以SiO_2为主，平均在50%以上；Al_2O_3为9—12%；CaO为7—10%；其余含量较少（表9—6）。各地黄土的化学成分差别不大，说明其原始物质具有一定的相似性和沉积环境的稳定性。由于含$CaCO_3$，受雨水淋洗后易在黄土层下部形成C_3CO_3结核，称黄土结核或“姜石”。黄土中因含一定数量的K、P等成分，因而，适于植物生长，经生物改造后可形成肥沃的土壤。因此，黄土高原在历史上是中华民族高度文明的发源地。

黄土中常夹有多层埋藏土壤（古土壤）。在发育完整的古土壤剖面中：上面为红褐色至深红褐色的粘化层，顶部有时见到较灰黑色的腐植质层，底部有钙质结核层。在古土壤层中的长石等矿物也不同程度地遭受风化，且常含草原环境的生物化石。反映当时它是在比较温暖、不太干旱的气候条件下和具有森林、草原的植被环境下发育的。同时也代表了黄土沉积的短暂间歇时期。

尽管当前关于黄土的成因还有各种推论，但从我国黄土的分布特点，以及各地黄土颗粒粒径、矿物成分的相似性和不受当地地形、地质条件的控制等特征来分析，我国黄土以风成为主的推论证据更为充分。

表 9—6 我国晚更新世黄土的化学成分

	含量(%)		含量(%)		含量(%)
SiO_2	59.20	MgO	2.44		
TiO_2	0.65	CaO	7.77		
Al_2O_3	9.56	Na_2O	1.80	有机质等	5.32
Fe_2O_3	3.31	K_2O	2.55		
FeO	2.03	P_2O_5	0.22		
MnO	0.15	H_2O	1.05		

黄土状岩石（土）　黄土状岩石一般系指由流水等地质营力改造后形成的次生黄土，具有黄土的部分特点，而且具有沉积层理，粒度变化大，可以有>0.1mm甚至1mm以上的颗粒。在矿物成分上，可以有附近基岩的成分，而且$CaCO_3$的含量也变化很大。在我国主要分布于松辽平原，华北平原等地（图9—1）。

第十章　湖泊及沼泽的地质作用

第一节　湖　泊　概　述

湖泊是陆地上的集水洼地。湖泊（lake）是陆地上较大的集水盆地。全世界湖泊的总面积约为 $27\times10^5km^2$，占陆地面积的 1.8%。沼泽（Marsh）是指地表异常湿润，生长有大量嗜湿性植物，有大量有机质和泥炭堆积的地段。世界上沼泽总面积达 $35\times10^5km^2$，占陆地面积的 2.3%。湖泊中的水体虽然也经常处于缓慢的运动状态，但与其它水体相比要相对平静得多。湖泊和沼泽的地质作用以沉积作用为主，在沉积过程中常可形成铁、铝、锰、煤、石油及盐类等沉积矿产。湖泊和沼泽的沉积作用受气候、地形等因素的影响较大，因而对地质历史时期湖沼沉积物的研究，将有助于分析研究地质历史时期的古地理、古气候特征，并为研究该区的地壳运动规律提供重要的地质证据。

湖泊是由可供集水的洼地——湖盆（lake basin）积水而形成的。

湖泊的规模相差悬殊，世界上最大的湖泊是西亚的里海，其面积可达 $43\times10^4km^2$，最大深度为980m。第二大湖是北美的苏必利尔湖，其面积为 $8\times10^4km^2$。多数湖泊的面积并不大，有些还不到 $1km^2$。湖盆的深度也各不相同，世界最深的湖是苏联的贝加尔湖，最深处达1741m，一般湖盆的深度仅为十米乃至数米。湖盆的大小、深浅以至形状都会对湖泊地质作用的特点及其规模起控制作用，而湖盆的这些特点则与其成因及周围的地质构造特点有密切关系。湖水的来源、成分及其运动特点也对湖泊的地质作用起着重要影响，但主要受气候的制约，同时也与湖盆的规模及其周围的岩性、地形等有关。

一、湖泊的成因

形成湖盆的原因很多，既有由内力地质作用形成的，也有由外力地质作用形成的。

（一）内力地质作用形成的湖泊

这种湖泊按其盆地的成因，可分两大类：

1．构造湖　　构造湖（tectonic lake）是由地壳构造变动形成的湖盆贮水而成的湖泊。其形成方式有两种，一种是由于局部地壳下凹形成的湖盆，如我国的太湖、鄱阳湖等。这类湖泊的外形不规则，规模较大，湖盆中的沉积物厚度较大。另一种是沿地壳运动所产生的断裂下陷而形成的湖盆贮水而成，这类湖盆多呈窄长形，其边缘轮廓较平直，湖水较深，如贝加尔湖、东非裂谷中的坦噶尼喀湖等。我国滇东的滇池、阳宗海、抚仙湖等呈线状排列的湖群即沿着著名的小江断裂带分布。

2．火山湖　　火山湖是由火山作用而形成的湖盆贮水而形成的。火山口中贮水所形成的湖，称火山口湖（crater lake），如中朝边境长白山主峰白头山上的天池就属此类湖盆。火山喷发溢出的熔岩堰塞河流或其它水域，可形成熔岩堰塞湖（lava-dam lake），著名的黑龙江省五大连池就是因火山熔岩流阻塞了纳漠尔河的支流后形成的。

（二）外力地质作用形成的湖盆

几乎所有的外力地质作用都可以形成湖盆。由外力地质作用形成的湖盆通常规模小，湖水较浅，湖盆的轮廓较不规则。如河流截弯取直后被遗弃河道形成的牛轭湖及河流改道或因河水泛滥在冲积平原的洼地中积水形成的湖等。此类湖泊多发育于河流的中下游，在我国江汉平原、长江三角洲就有不少河成湖泊。冰川刨蚀作用形成的湖盆称冰蚀湖，冰碛物堵塞河床或冰川谷中的洼地积水形成的湖泊称冰碛湖，新疆天山博格达峰北坡的天池，即为第四纪冰川的终碛堤堵塞冰川谷而形成的。风蚀作用和风积作用形成的风成湖盆积水形成的湖泊，称风成湖，如甘肃敦煌的月牙湖。浅海海湾由于沙坝或沙嘴的生长逐渐合拢，把海水隔开来可以形成泻湖。岩溶地区因溶蚀塌落可形成岩溶湖。此外，由于山崩堵塞河道，人工修筑水库等都可以形成湖泊。

我国是湖泊众多的国家，湖泊面积达8×10^4km²以上，占全国面积的0.8%。湖盆面积在1km²以上的达2800个以上，最大的淡水湖是鄱阳湖，洪水期湖面积为5160km²，枯水期湖面积为2780km²；最大的咸水湖是青海，湖面积约4450km²。我国现代湖泊主要分布于东部和青藏高原。大型湖泊多为构造湖。湖泊的分布特征受自然地理条件和地质条件的控制，如河成湖多分布于东部地区，冰成湖主要发育于青藏高原，岩溶湖多分布于西南部岩溶发育地区，风成湖多分布于西北和内蒙的干旱气候区等等。

二、湖水来源、成分及湖泊分类

湖水来源是决定湖水化学成分的重要因素之一。它受气候、地形等条件影响，在干旱气候下，湖水主要由地下水及间歇性的地面流水补给；位于冰冻气候区的湖水主要来自冰融水；温湿气候区的湖水来源常较复杂，但多数河水以大气降水和地下水的补给为主，位于高山之巅的火山口湖则以大气降水补给为主。

湖泊有出口，湖水可以外泄的湖泊，称泄水湖（drainage lake）。这种湖多发育于潮湿气候条件下，它的水位变化受大气降水量、注入湖泊的河流径流量、湖水蒸发量和外泄河流的径流量等因素的影响，因而在不同的季节，湖水水位是有变化的，其地质作用特点也是有变化的。没有出口的湖泊称不泄水湖（undrainage lake），它的水位变化也受季节变化的影响，但主要受大气降水量、注入的径流量和蒸发量等决定，干旱气候带的湖泊多属不泄水湖。当湖水补给量大于消耗量时才能成为终年积水的常年湖，否则成为季节湖或间歇湖。

湖水的成分主要受湖盆周围的岩性和气候等条件的影响，同时受湖水的补给量与消耗量的相对大小等条件的影响。因此，靠流程较短、水量较小的河流补给的，而且规模较小的湖泊，其湖水成分会有季节性的变化。通常，潮湿气候区泄水湖的湖水成分中常含较多的$Ca(HCO_3)_2$和有机质；干旱气候区不泄水湖泊的湖水成分中常含多量的NaCl、$NaSO_4$等，有机质较少。据湖水中含盐量的多少，可把湖泊分为含盐量低于0.3‰的淡水湖（fresh-water lake）；含盐量为0.3—24.7‰的半咸水湖（brackish-water lake）及含盐量高于24.7‰的咸水湖（salt-water lake）。一般来说，潮湿气候区泄水湖泊常为淡水湖，干旱气候区的不泄水湖常为咸水湖。湖水的含盐量是可以变化的，在湖泊的发展过程中，如果气候、注入水流等因素发生变化，其含盐量就会发生变化，并导致地质作用特点的变化。

三、湖水的运动

湖泊的水体在不停地运动着的，湖水的运动方式有波浪、湖流和浊流等。湖泊的波浪是由风或不均匀的气压作用造成的。在湖盆范围小、水较浅时，波浪的规模通常不大。一般湖浪波长仅数米，波高为几个至数十个厘米，某些大湖（如鄱阳湖）最大的湖浪波高为1.5m，波长为15m，与海浪相比其规模要小得多，因而对湖岸的冲击力较弱，不易造成明显的湖蚀地形。由于波浪的动力在深度为1/2波长时即甚微弱，所以对湖底的影响也不大。湖流主要是由风引起的，有些湖流受湖泊注入和排出水流的定向水流控制，其流速一般仅为数cm/s，所产生的功能较弱。浊流是一种载有大量悬浮物质的水下重力流。它在水下呈束状或面状以较高速度向水深处流动，但一般只见于范围较大、水较深的湖盆中，尤以断陷湖盆更为发育。浊流的动能较大，对湖泊的沉积作用有重要影响，但它只发生在湖盆的局部地段。总的来说，湖水的运动是较微弱和缓慢的，一般情况下，多处于较宁静的状态。

湖水由于上下水层温度的差异，可以产生对流运动，此种对流在水深不大的湖泊中较常见。以温带、亚热带的湖泊为例，其表层水温是随季节气温的变化而变动的，在温暖季节，水温随深度增大而递减；在寒冷季节表层水温较低，水的密度较大，当水温降至4℃时，水的密度最大，当水温低于4℃时，表层密度相对较大，会使湖水产生上、下对流，直至湖水上下温度达到同温时才停止对流。但在夏季和初秋，因湖水表层温度在4℃以上，深部水温较低，密度较小，对流现象不明显。同样，位处热带和寒带的湖泊，湖水的上下对流现象也不显著。湖水的上下对流现象可以导致存在于表层水中的大量氧被带至底层，促进湖底沉积过程的化学反应和生物的繁殖。

第二节　湖泊的地质作用

湖泊地质作用可分为剥蚀、搬运和沉积作用。由于湖水是相对宁静的水体，剥蚀作用较弱，沉积作用占主要地位，但在湖泊较大，湖浪作用较强时，剥蚀作用的强度也会增大。

一、湖泊地质作用概述

剥蚀和搬运作用　由于湖水的运动速度很小，故剥蚀和搬运作用也相对较弱。其进行方式也可分为机械的和化学的两种。在较大的深水湖泊中，在强大的风力作用下，可以形成规模较大的湖浪。湖浪对湖岸的冲蚀及磨蚀等破坏作用，可形成湖蚀洞、湖蚀凹槽和湖蚀崖等；这些作用持续进行，湖蚀崖后退，也可形成波切台；因为湖浪比海浪要小得多，故其规模比海蚀作用形成的海蚀洞、海蚀凹槽、海蚀崖和波切台要小得多。在地壳运动等因素的影响下，湖水面相对下降，则可形成湖岸阶地。

湖泊搬运作用的动力是波浪、湖流和浊流，其搬运能力的大小取决于湖水运动的速度及搬运物的粒度。进入湖盆的碎屑物在搬运过程中被磨损，并按粒径大小进行分选。一般粗碎屑物搬运距离较短并在近岸处堆积，而细小的悬浮物则可能被运至湖心沉积。由于浊流作用，部分较粗的碎屑物也可以被搬运至湖泊的深水部分，与较细的碎屑物混杂堆积在

一起。

湖泊的剥蚀、搬运作用过程与海洋地质作用有相似之处，只是规模较小而已。

沉积作用　湖泊是大陆上最重要的沉积区之一，经过长期的沉积，湖盆可被沉积物填满，湖泊会消失或演变为沼泽。湖泊的沉积作用按其方式可分为机械的、化学的和生物的几种。湖泊沉积作用的方式是受气候制约的，不同气候条件下，沉积方式有一定差异，并反映在沉积作用和沉积物的特点上。在潮湿气候区湖泊的沉积作用既有机械、化学沉积，也有大量生物沉积；在干旱气候区，则生物沉积较少，因湖水的蒸发量大于补给量，在化学沉积过程中以盐类的沉积为主。现按气候区将湖泊沉积作用特点分述如下。

二、潮湿气候区湖泊的沉积作用

潮湿气候区的湖泊多由河流、地下水补给，多为泄水湖。因水量充足，蒸发量小，故含盐量低，一般为淡水湖泊。由于风化作用彻底，河流和地下水的地质作用较强，注入湖泊的地面流水中常带入大量的碎屑物和化学物质，加上湖泊中生物繁茂，因此，其沉积作用方式既可有机械沉积，也可有化学沉积和生物沉积。

（一）机械沉积作用

沉积于湖泊中的碎屑物质，主要是由地面流水带来的，少量是由湖浪对湖岸的冲蚀产生的。沉积物的数量及特点与周围地形、注入河流的径流量有密切关系。例如，位于山间盆地中的湖泊，由于四周地形较高，地面流水的流速大，侵蚀和搬运力强，常把大量磨圆度较差的碎屑物带入湖中；而位于平原或高原上的湖泊，则因地势平坦，地面流水缓慢，带入湖泊中的物质经长距离的搬运，只有细砂和泥质物质被带入并沉积。此外，径流的流量大小也影响着带入湖中的碎屑物质的数量，当径流量大时，带入湖中的碎屑物质常较多。由于径流量有季节性变化，反映在不同季节的沉积数量、粒度、成分和颜色上都有一定的变化。因而，湖泊沉积物常具薄层状构造，具有这种构造特征的泥质沉积物称纹泥。例如，武昌东湖的湖心沉积物就具有这种季节性变化的沉积特征。夏季以碎屑沉积为主，沉积物呈灰色；冬季因动植物大量死亡，有机物分解缓慢，因而大量保存并堆积下来，使沉积物呈黑色。

当地面流水流入湖泊后，由于流速下降，使所携带的碎屑物质按颗粒粗细、比重大小而先后沉积下来，从表10—1可知，在相同的水动力条件下，粒度愈大，沉降速度愈快，因而易于在近岸地带沉积，形成平行湖岸的浅滩，称湖滩。湖滩沉积物表面常有波浪和泥裂等构造现象。一些粒微质轻的物质则漂流到湖心，形成具有明显水平薄层理的泥质沉积物，称为湖泥（lacustrine mud）。

由于上述原因，湖泊的碎屑沉积常呈环带状分布（图10—1）。即一般湖滨沉积较粗物质，湖心则沉积较细的碎屑物；近河口的沉积物也较粗，湖湾处则较细。而且随着由湖滨至深湖湖底的环境由氧化环境转向还原环境，沉积物的颜色也相应发生变化。湖泊碎屑沉积物中以粘土质为主，次之为砂质及粉砂质，砾质沉积物较少。如武昌东湖，在滨湖多为灰黄、褐灰色粗砂或细砂，向内渐变为褐灰或褐绿色粉砂，然后为褐灰、黑绿色软泥（含有机质10%，粘土50%），湖心为灰绿、黑绿色粘土质腐泥（含有机质＞10%，粘土＞70%），这些沉积物呈环带状分布。现代的青海湖是位于干旱气候区以碎屑沉积为主的咸水湖，沉积物也有明显的分带性（图10—1），砾石零星沉积在湖的南部和北部，湖滨至水深12m处

表 10—1 质粒沉降速度

颗粒直径（mm）	沉积速度（mm/s）	每下沉 1 m所需时间
10.0	950	1.05s
1.0	85	11.8s
0.1	7—9	平均2′23″
0.01	0.14	约2小时（119′5″）
0.001	0.0015	约184小时(7.5昼夜以上)
0.0001	0.000014	约700昼夜

（据 斯托克斯）

以砂质沉积为主，湖深12m以下的地带则以淤泥或粘土质灰质沉积为主。

河流注入泄水湖后流速减慢，河流携带的泥沙可以大量沉积在湖泊中，部分泥沙也可在出口处被水流带出湖泊。因此，泄水湖实际上形成了河流冲积物的中转站和暂时停积场所。随着碎屑物的不断沉积，在河流入湖泊处形成的三角洲也不断扩大，并向湖心部分伸长。相邻的三角洲逐渐连结，可使湖泊逐渐淤塞变小，最终成为被河流所贯通的湖积三角洲平原。在这样的湖泊沉积物中（即湖泊沉积的晚期或湖泊沉积层的上部）很难区分是河流还是湖泊的沉积物，常统称河—湖沉积物。在地壳比较稳定的情况下，湖泊会逐渐被堆积物填满而消失（图10—2）。例如，洞庭湖曾是我国第一大淡水湖，据三十年代出版的《辞海》记载，当时面积有5000km²，1954年时尚有3915km²，但至1978年时仅为2740km²，与三十年代比较，其面积几乎减少一半，平均每年约缩小88.6km²。洞庭湖面积不断缩小主要是因为长江及其支流带来的大量泥沙不断在湖中沉积的结果。据统计，每年堆积在湖中的泥沙约$1.32\times10^8m^3$，湖底每年平均淤高3.5cm。按目前的淤塞速度，如果没有人工疏浚，洞庭湖不出百年即会被淤满。湖面缩小的另一原因是盲目的围湖造田。由于这一原因，自五十年代以来，江汉平原的湖泊由原来的1066个减少到现在的326个，湖面积由

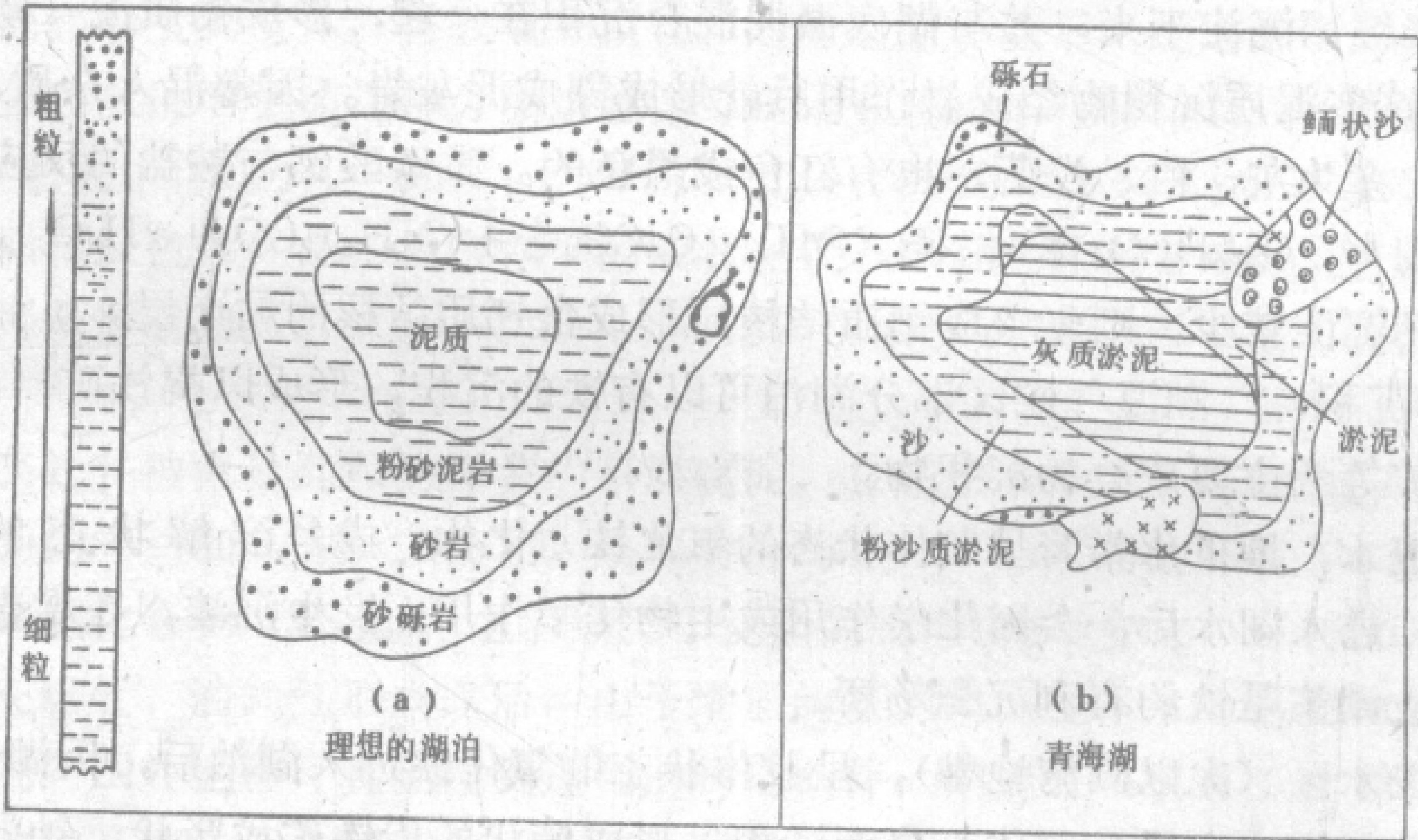


图 10—1 湖泊沉积物的环带分布特征

（据 Twenhofel）

a—理想的湖沉积环带状分布 b—现代的青海湖沉积

$8300km^2$缩小到$2300km^2$。

被淤塞的湖泊可以发展成沼泽，湖泊的沉积过程实际上就是湖泊逐渐淤塞和消亡的过程。因此，在地质历史中，湖泊的寿命是短暂的。

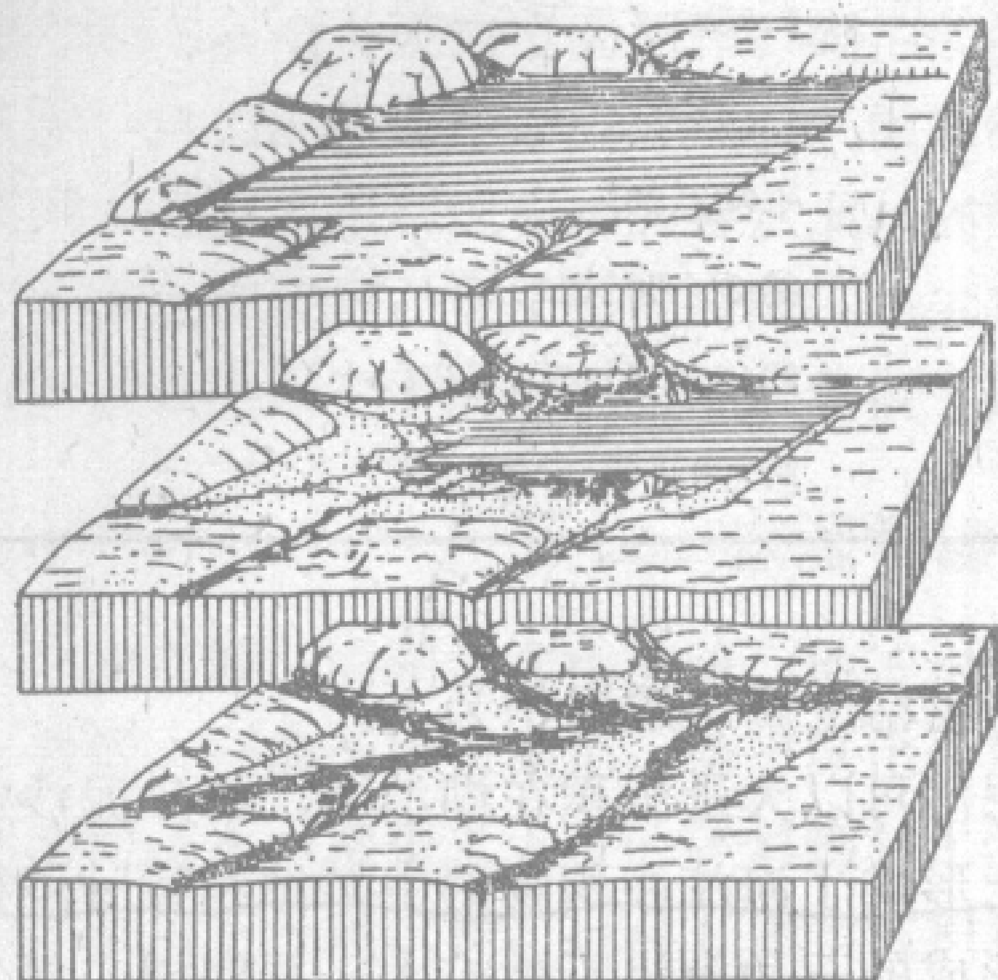


图 10—2　湖泊的淤塞

（据 Chester R.Longwell）

（二）化学沉积作用

潮湿气候区，气温较高，水量充沛，化学和生物化学作用显著，元素的活动性也较强，不但组成易溶盐类的元素如Cl、S、K、Na、Ca、Mg等元素能呈离子状态被地面流水和地下水带入湖中；就是一些活动性不强的元素，如Si、Mn、P、Fe、Al等，以及某些微量元素也可以呈胶体或被吸附的状态由各种水体带入湖泊中。

在淡水湖中，湖水的含盐量低，易溶盐类如K、Na、Mg等的碳酸盐、硫酸盐、氯化物等都因不能达到饱和状态而难以沉淀。在泄水湖泊中它们可以被河水带走。只有Fe、Mn、Al等的氧化物、碳酸盐以及部分碳酸钙可以沉积下来。湖泊中各种化合物的沉积方式也是不同的。例如：碳酸钙主要是通过生物化学方式沉积的；Fe、Mn、Al的化合物则多以胶体凝聚的方式沉积。

1．碳酸钙的沉积　　碳酸钙的沉积带与生物的活动有关。当重碳酸钙〔$Ca(HCO_3)_2$〕溶液被带入湖后，在适当的温度、压力条件下，并因生物吸收了水中的CO_2，使碳酸钙过饱和而沉积下来。



$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CO_2\uparrow + CaCO_3\downarrow + H_2O$$

此外，重碳酸钙与生物遗体所分解出的铵盐如氢氧化铵〔$NH_4(OH)$〕等发生反应，也会使一部分碳酸钙沉淀下来，并与湖底淤泥混合沉积在一起，形成钙质泥（碳酸钙含量达50—90%）。这些泥质沉积物经成岩作用后就形成湖成泥灰岩。因常混入杂质，泥灰岩可有多种颜色，多为灰、白、浅蓝，也有红色或黑色的。重碳酸钙与铵盐的反应过程是：



$$Ca(HCO_3)_2 + 2NH_4(OH) \rightarrow CaCO_3\downarrow + (NH_4)_2CO_3 + 2H_2O$$

若碳酸钙沉淀较少，则集中成钙质结核，形成含钙质结核的粘土层。

2．铁的沉积　　潮湿气候区部分湖泊可以有铁的沉积，形成以褐铁矿（沼铁矿）、菱铁矿及黄铁矿等为主要成分的沉积物。

当地面流水，地下水带着呈胶体状态的氧化铁水化物，或呈溶解状态的重碳酸铁〔$Fe(HCO_3)_2$〕进入湖水后，会因化学作用或生物化学作用而发生沉淀。在温带、亚热带湖泊中的湖湾或湖滨是铁的有利沉积场所。

在湖滨浅水区（尤以湖湾地带），呈胶体状态的氧化铁进入湖泊后，因湖水pH值与河水不同，或因电荷中和导致胶体凝聚而沉积，形成鲕状的赤铁矿或肾状、钟乳状、致密块状的褐铁矿。当以$Fe(HCO_3)_2$形式进入湖水时，则因生物作用而形成褐铁矿，其反应过程如下：



$$4Fe(HCO_3)_2 + O_2 + 2H_2O \rightarrow 4Fe(OH)_3\downarrow + 8CO_2\uparrow$$

褐铁矿

褐铁矿常呈层状，团块状或透镜状夹于碎屑沉积物中，有时还与锰、铝及碳酸盐沉积物共生。

菱铁矿多在较冷且湿润的气候条件下，在氧化作用较弱的环境中沉积，通常与生物作用有关。最有利的沉积环境是沼泽化的湖湾。造铁细菌往往吸取了重碳酸铁〔$Fe(HCO_3)_2$〕中的CO_2，导致$FeCO_3$的沉积。我国地质历史中湖泊沉积的菱铁矿常夹于含煤的岩层中。



$$Fe(HCO_3)_2 \xrightarrow{\text{细菌作用}} FeCO_3\downarrow + H_2O + CO_2$$

黄铁矿常在深水湖底的缺氧条件下沉积。在深水湖底由于生物遗体分解导致H_2S的聚集，形成还原环境。湖泊沉积的黄铁矿与生物作用有关，其中的硫主要来自有机质分解而形成的H_2S，这一推论，可以从湖成黄铁矿常夹于煤层或炭质页岩中，以及伴生的沉积物所含的有机质数量与黄铁矿的含量常有一定比例等事实得到证实。导致黄铁矿沉积的反应过程是：



$$Fe(HCO_3)_2 + 2H_2S \rightarrow FeS_2\downarrow + 3H_2O + CO_2 + CO\uparrow$$

或



$$FeSO_4 + 2H_2S \rightarrow FeS_2\downarrow + 2H_2O + SO_2$$

菱铁矿和黄铁矿是低价铁的化合物，形成后若处于氧化环境，还可以转变为褐铁矿。

3. 锰、铝的沉积　　潮湿气候区湖泊的化学沉积还有锰、铝的沉积，它们大都呈胶体状态的氢氧化铝、氧化锰被带入湖泊，并在湖滨地带沉积。一般认为它们的沉积过程与腐植质的作用有关。

（三）生物沉积作用及石油和油页岩等的形成

潮湿气候区湖泊中有大量生物孳生，主要是生长在湖滨的乔木及浅水中的草本植物以及生活在淡水或微咸水中的漂浮生物、游泳生物和底栖生物。这些生物死亡后，它们的遗体大量堆积在湖底，与泥质沉积物等混杂在一起，成为富含有机质的沉积层。这种沉积层是形成煤、石油、油页岩等可燃有机矿产的原始物质。

堆积在湖底的生物遗体，在缺氧和富含H_2S的还原环境下，经过细菌的分解作用，使富含脂肪和蛋白质的有机质遗体分解成富含碳的有机物质，并与泥质混合形成腐泥(sapropel)。腐泥中含C约40—50%；含H约6—7%；含O约34—44%；含N$<$6%。它常具褐色、灰色和橄榄绿色等，是一种富弹性的胶状粘泥。若腐泥中的矿物质含量$>$33%，经成岩作用后可以形成油页岩（oil shale)。油页岩含油5—20%，干馏后可提炼出石油和其它化工原料。

埋藏于深处并被大量沉积物覆盖的厚层腐泥，在还原条件下，经细菌的分解，和在地温（一般认为约50—200℃或$\leq$300℃）及压力约为3×10^7Pa左右的环境下，有机质逐渐分解和合成为碳氢化合物（烃类)，之后经历了复杂的物理、化学变化，可转化为石油（petroleum）和天然气。油、气形成以后，由于地层的压力差，地下水的驱使和分子的扩散作用，使油、气向四外运移，直至迁到适当的构造条件，则能聚集成有工业价值的油、气藏。这种能储集石油和天然气的地质构造，称储油（气）构造（reservoir structure)。而油、气田则是同一生油盆地内，互有联系的油、气藏的组合。近年来发现，部分天然气是由深部煤层气化后，再经储集而形成的，这一过程称为“煤成气”作用。

我国目前已开发的油田如大庆、胜利和大港油田等，主要是在陆相湖沼或湖成三角洲

环境生成的。地质历史中的滨海、浅海和三角洲环境同样是有利的生油、储油环境，而且占有更重要的地位。

在温带较寒冷的淡水湖中，有时可繁殖大量的硅藻，硅藻死亡并大量堆积后，可形成疏松多孔的硅藻土（diatomaceous earth）。硅藻土在工业上有广泛的工业用途，可作为化工原料，隔热、隔音的建筑材料等等。我国山东临朐的第三纪地层中有厚达十余米的硅藻土层，SiO_2 的含量达 74.56%。随着湖泊逐渐淤塞和向沼泽演化，在湖沼中可大量堆积植物遗体。这些植物遗体经泥炭化作用可转变为泥炭（peat）。经过多次反复，泥炭层可与泥质层或细砂层互层，泥炭层多堆积在腐泥层的上面。

三、干旱气候区湖泊的沉积作用

干旱气候区的湖泊多属不泄湖泊，湖水的补给来源除大气降水外，还有地面流水（其中部分与高山冰雪融水有关）和地下水，河流多为随季节变化的间歇性河流。

干旱气候区湖泊中的碎屑沉积物主要由地面流水带入，多为粉沙和粘土质物质，它们沉积在湖心部位。当暴雨或洪水季节，洪流和河水可以带入磨圆度较差和较粗的碎屑物。此外，风的搬运作用可把风砂带入湖中沉积。

干旱气候区的生物作用较弱，在其湖泊中生物的沉积作用居极次要地位，仅在某些湖泥沉积中含少量的有机质。

在干旱气候区的湖泊中化学沉积作用占显著地位。由地面流水和地下水搬运至湖中的物质以易溶盐类为主，如 K、Na、Ca、Mg 的氯化物、硫酸盐、碳酸盐等。随着湖水的不断蒸发，湖水的含盐度会逐渐加大，可演变为咸水湖或盐湖。在盐湖中，由于水分不断蒸发，湖水浓缩，使某些盐类达到过饱和状态，盐类便可析出沉淀在湖底形成盐层。如果气候继续变干，加上湖泊的机械沉积作用，湖水会逐渐变浅以至干涸，形成季节性有水的干盐湖（playa）。每当旱季，湖水蒸发、盐类结晶沉淀，形成一定厚度的盐层；洪水来时带入的泥沙覆于盐层之上，如此反复，便形成盐湖沉积中盐与泥质互层的特点。

盐类从溶液中结晶出来的顺序与其溶解度有关。一般难溶的盐类先达到过饱和状态并先发生沉淀；易溶的盐类则相对较迟沉淀。盐湖沉淀的盐类矿物成分受湖水中所含的化学成分控制，盐湖的化学成分受湖盆周围的岩性及注入湖盆的河流流径地段的岩性的影响。此外，盐类沉积还受湖水物理、化学性质（如水温、含盐度等）及其变化的影响。即使同一盐湖，不同季节沉积的盐类、矿物种类也可以不同。若湖水含有多种盐类成分，其沉淀的顺序大致为碳酸盐、硫酸盐、氯化物，据此可把盐湖沉积分为以下四个阶段：

1．碳酸盐阶段　湖水在逐渐咸化过程中，溶解度较低的碳酸盐可先达到过饱和而结晶沉淀，形成以方解石（$CaCO_3$）为主的碳酸盐软泥，继而发生沉淀的是镁、钠的碳酸盐，形成白云石（$MgCa[CO_3]_2$）、苏打（$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$）、天然苏打（$Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$）等碳酸盐矿物。若湖水中含有硼砂，则可有硼砂（$Na_2[B_4O_5(8H_2O)]$）等硼酸盐矿物沉积。此类湖泊称碱湖或苏打湖（soda lake）。这一类湖泊的面积常较宽广，湖水较深，多属半咸水湖，常同时有较多的碎屑物带入湖中沉积，形成含钙质的粘土及泥灰岩。我国内蒙西部伊克昭盟有不少现代的苏打湖；黑龙江、吉林西部亦有苏打湖分布。如吉林乾安县大布苏碱泡子每年冬季结冰时，湖面可出现天然苏打结晶。在西藏地区见有硼砂湖。

2．硫酸盐阶段　湖水进一步咸化，深度变浅（一般深度为 0.05—0.5m），溶

解度较大的硫酸盐也可以达到过饱和并沉淀下来，形成石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）、芒硝（$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$）、无水芒硝（Na_2SO_4）等硫酸盐矿物。此类湖泊在我国新疆、青海及内蒙东部都有分布。如新疆乌鲁木齐东南的达坂城东盐湖已沉积的固体芒硝层厚达5—8m，哈密以西的七角井盐湖芒硝、无水芒硝矿层最厚可达10m以上。

3．氯化物阶段　湖水不断浓缩可以形成天然卤水（含盐量＞50‰）。这种卤水可以直接开采。当氯化物达到过饱和时可析出石盐（NaCl）、钾盐（KCl）和光卤石（$KMgCl \cdot 6H_2O$）等氯化物矿物。此类湖泊称盐湖（Salt lake）或氯化物湖。它通常在潮湿季节有盐水，干旱季节盐类结晶，湖水可完全干涸，形成干盐湖。这种盐湖在我国新疆、青海、陕西及内蒙均有分布。仅青海柴达木盆地中就有大小盐湖二十余处，青藏公路的某些路段就建筑在盐层之上。其中茶卡盐湖目前已探明的储量达$4.5 \times 10^8 t$，察尔汗盐湖面积达$5856 km^2$储量达$421.4 \times 10^8 t$，其中石盐为$420 \times 10^8 t$，钾盐和光卤石$1.4 \times 10^8 t$，可供年产百万吨的化肥厂生产一百年以上。

4．沙下湖阶段　当湖泊全被固体盐类填满，全年都不存在天然卤水，盐层之上通常被碎屑沉积所覆盖，成为埋藏的盐矿床，盐湖的发展即停止。

以上的发展阶段可以图10—3示意表示。

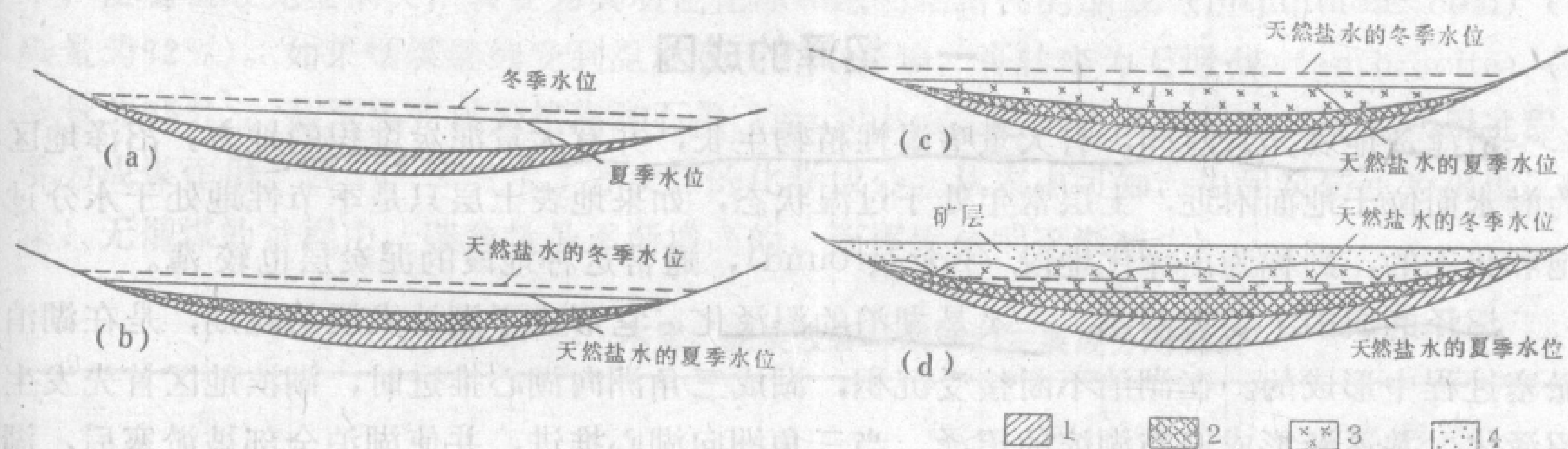


图 10—3　干旱气候区湖泊的发展阶段

（据 M.T.瓦良什科修改）

a—半咸水湖；b—天然盐水湖；c—干湖；d—沙下湖；1—碳酸盐沉积物；2—硫酸盐沉积物；3—氯化物沉积物；4—砂层

上述的盐湖发展过程只是一个理想的过程，并不是所有的湖泊都能达到的。决定盐湖发展的因素很多。只有在气候条件长期不变，湖水中有多种化学成分，而且供给来源稳定，地壳也长期稳定下降，保持湖泊状态等各方面的条件均适宜的情况下才能达到。例如柴达木盆地各盐湖是自新第三纪上新世（距今200万年以上）才开始形成盐湖的，至第四纪的中、晚更新世时，已发展至硫酸盐阶段，盐湖沉积以盐层、石灰岩、石膏、芒硝与碎屑沉积互层为特征；至晚更新世后（距今约2万年左右），因冰川发育，盐湖普遍淡化，沉积物变为以碎屑和碳酸盐为主。尔后，又因气候持续干旱，湖水咸化，上面又覆盖了较厚的盐层。因此，在剖面上呈现底部以石膏与泥砂质沉积互层为主，过渡为石盐与泥砂质沉积互层，顶部为厚2m以上的光卤石、石盐、钾盐层（据孙大鹏，1980）。由上述例子，可以说明气候条件的变化对盐湖发展阶段起着重要影响。此外，湖泊水温的差别，也会影响到盐湖发展的程度。据新疆一百余个盐湖的资料分析，一般在寒冷地带的盐湖（如阿尔泰山区），多属碳酸盐湖或硫酸盐湖，以天然苏打、芒硝、石盐沉积为主；在冷热交替地带以

硫酸盐湖为主，兼有氯化物湖，如准噶尔盆地南缘著名的纳马斯湖和艾比湖（面积1070km²）都以芒硝、石盐等沉积为主；干旱炎热地区，如塔里木盆地边缘的盐湖以氯化物湖为主（据何向阳，1980）。同一湖区在不同季节有时也可以沉积不同的盐类矿物。如新疆天山北麓的达坂城盐湖，每当夏季蒸发量大时，可沉淀石盐；而冬天却沉淀芒硝（$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$）。周围补给地区岩性的化学成分也会对盐湖沉积的盐类矿物产生影响，例如柴达木盆地的察尔汗盐湖中之所以有钾盐的沉积，就可能与周围岩性以花岗岩、花岗片麻岩为主（含钾量为3—4%）有关，因为这些岩石风化后使其中的钾析出，因而使注入湖泊的水含钾量较高；新疆昆仑山中段的和硕尔湖附近因有现代火山活动，因而湖水中KCl和B_2O_5的含量都较高，为形成钾盐和硼砂的沉积创造了条件。

我国还发现了许多古代盐湖沉积，如在我国南方白垩系—第三系地层的红色湖相沉积中发现的石膏和石盐资源也极为丰富。古代盐湖的形成与其发展规律和现代盐湖有其相似之处，它的分布是受古气候所控制的，与现代气候无关。

第三节　沼泽的地质作用

一、沼泽的成因

沼泽是地表异常湿润，有大量嗜湿性植物生长，并有大量泥炭堆积的地方。沼泽地区的潜水面位于地面附近，土层常年处于过湿状态，如果地表土层只是季节性地处于水分过饱和状态的，则称为沼泽化地段（bog ground），通常这种地段的泥炭层也较薄。

沼泽的成因主要有两类：一类是湖泊的沼泽化，它形成于湖泊发展的晚期，是在湖泊淤塞过程中形成的。在湖泊不断接受沉积，湖成三角洲向湖心推进时，湖滨地区首先发生沼泽化，并逐渐形成遍布湖滨的沼泽。当三角洲向湖心推进，并使湖泊全部被淤塞后，湖泊就全部被沼泽所代替。沼泽中堆积的泥炭层是生长在湖泊中及其附近的植物倒毙、堆积并经过菌解等作用转变而形成的。湖泊周围生长的植物具有一定分带性，在湖岸可生长喜湿性的高大乔木；浅水部分则生长着莎草、荸荠等植物；较深处有芦苇生长；深湖部分主要生长各种藻类和漂浮生长的植物。随着湖泊的淤浅，原来生长在湖滨的植物可向湖心部位迁移，使一些高等植物也可生长在原来的湖心部分，可以形成茂密的森林沼泽或以生长草木植物为主的沼泽。另一类沼泽是由陆地沼泽化后形成的，如在河谷宽广，河床纵比降比较小的地段的河漫滩、阶地或泛滥平原、三角洲等，均可因汛期被河水淹没，或因地下水位提高，泉水溢流而长期滞水，发生沼泽化；在滨海地带，因海水浸漫，滞水也可以发生沼泽化。根据水分的补给来源，沼泽可分为低位沼泽和高位沼泽两种类型。低位沼泽由地下水补给水分，其潜水面较高，并接近沼泽的表面，因含水分及矿物质多，有利于植物的生长，可发育茂密的森林和大量草本植物；高位沼泽则主要靠大气降水补给水分，潜水面低于沼泽的表面，且水中缺乏矿物质养分，以生长苔藓植物为主。随着沼泽中沉积作用的加强，低位沼泽也可转化为高位沼泽。

沼泽可形成于不同气候带，但以温带、亚热带最易发育；在湿冷气候区因湿度大、蒸发量小，也易发育沼泽。我国沼泽面积达$11 \times 10^4 km^2$，占全国面积的1.15%，主要分布于东部平原的河谷、湖泊的周围，在河流三角洲，以及海滨地带也有发育。此外，东北三江

平原、松辽平原北部、青藏高原和四川松潘地区的草地也有大片沼泽分布。

二、沼泽的沉积作用及煤的形成

沼泽的沉积作用以生物沉积为主，同时也有碎屑沉积。在沼泽中生长的嗜湿植物不断地繁衍和新陈代谢，植物遗体不断在湖底或沼泽中堆积，有些部分被泥沙掩埋，处于下部的有机质在还原环境和空气不足的条件下，受到细菌的菌解作用，可以形成多水和富含腐植酸的腐植质（humus）。腐植质进一步分解，氢、氧相继挥发后，碳的含量相对增高，最后可形成含碳量达59%的泥炭。由植物遗体到形成泥炭的这一过程称为泥炭化作用。泥炭是一种褐色或黑色多孔状的有机质堆积，它含水较多，并保留若干纤维质。通常在地质剖面上可以观察到，温湿气候条件下，湖沼环境的碎屑沉积物中可夹有一层或多层泥炭层，每层泥炭层的厚度可自数十厘米至数米不等。据研究，泥炭堆积的速度一般为4—5cm/a，这反映了不同时期的泥炭化过程及其发育程度。泥炭可用作燃料、肥料或化工原料。我国泥炭分布很广，主要分布于东部平原，大部是第四纪以来形成的。

泥炭在上覆沉积物的压力和温度（约在70℃以下）作用下，经压实、脱水、胶结和碳化作用，可转变成褐煤（lignite）（含碳量为69%）。褐煤继续在地内温度和压力的影响下，使腐植酸完全消失，转变为具明显光泽和微弱粘结性的烟煤（bituminous coal）（含碳量为82%）。如果烟煤继续受到温度和压力的影响，可转变为无烟煤（anthracite）（含碳量为95%）。甚至可变成天然焦和石墨（graphite）。这种由泥炭转变成煤的作用过程，称为成煤作用。表10—2表示了各类煤的化学成分。从表中可知，由泥炭转变为褐煤、烟煤、无烟煤的过程中，碳含量是逐渐增高的，而挥发分则逐渐减少。

表 10—2 木质、泥炭及各种煤中的主要成分对比表

名称＼成分＼百分比	C	H	O	N	燃烧热 (4186.8J/kg)
木质	50	6.0	43	1.0	
泥炭	59	6.0	33	2.0	5400
褐煤	69	5.5	25	0.8以下	6700
烟煤	82	5.0	13	0.8以下	8500
无烟煤	95	2.5	25	微量	8500

从植物遗体的堆积到形成煤层，经历了泥炭化作用和成煤作用两个阶段。从泥炭到无烟煤的变化过程可以是连续的，也可能终止到某一阶段。因而，从地层中可以见到从泥炭到无烟煤各个阶段的产物。

我国是煤炭资源极为丰富的国家之一。从成煤的时代来看，一般说来，具有大规模开采价值的煤层始于石炭纪（距今约350Ma），其中以石炭纪、二叠纪、侏罗纪、第三纪为主要成煤时期。煤质在时代上也有一定的规律，第三纪的煤层，除辽宁抚顺等一些地区外，多为褐煤；中生代以烟煤为主；古生代则以烟煤和无烟煤为主，这也符合成煤作用的

一般规律。从成煤环境来看，有一类是滨海沼泽煤田，如河北的开滦煤田、安徽的淮南煤田等，其成煤期主要是石炭纪至二叠纪；另一类是内陆湖泊沼泽煤田，它的分布面很广，遍布于华北、东北及西北等许多地方，如北京西山煤田、辽宁阜新煤田、江西萍乡煤田等，其成煤时代主要是从侏罗纪到第三纪。

第十一章　海洋的地质作用

第一节　海 洋 的 特 征

现代海洋的覆盖面积约$3.61\times10^8km^2$，占地球表面积的70.8%，它是一个连续的水体。现代海水体积为$13.7\times10^8km^3$，占地球体积的1/800，占水圈的97.5%，是陆地水体最主要的汇聚场所。陆地上岩石经风化作用和剥蚀作用形成的产物，随着陆地上各种水体源源不断地输入海洋，并在海洋中沉积下来，形成各种海洋沉积物。现今大陆上见到的沉积岩和沉积矿产，有许多是在地质历史时期的海洋中沉积形成的。

过去，人们对海洋底部及其地质作用特点了解得很少，自本世纪六十年代以来，随着海洋考察和海上石油开发等事业的飞跃发展，加深了对海底地质构造和海洋沉积作用的研究，并在许多方面获得了可喜的成果，从而促进了地球科学基础理论的研究和发展。

海洋中不同地带海水的运动，海水的物理、化学性质以及海洋生物的特点等，是影响海洋地质作用的主要环境因素。根据海水的深度及海底地形特征，可将海洋划分为几个具有不同特征的环境分区，不同分区的地质作用特点有着明显的差异。

一、海水的化学、物理性质和海洋生物

海水是一种成分复杂的溶液，它的化学性质和物理性质与大陆水体有明显差异，它不仅影响海洋生物群的生态和演化特征，也对海水的运动、海洋的地质作用有重要影响。

（一）海水的化学性质

海水中约含有3.6%的溶解物。这些溶解物以无机盐（NaCl）为主，并含少量有机物和溶解气体。其余为固体悬浮物质（包括泥沙，有机固体物质及胶体颗粒等）。

海水中已知含有72种元素。每升海水中含量在一毫克以上的元素有12种，称常量元素。常量元素的含量约占海水中全部元素含量的99.8%（表11—1）。表中这12种常量元素的离子浓度比例几乎是不变的，即海水化学组成具有恒定性。其余60种元素含量很少，称微量元素。

海水中的盐类以氯化物为主，约占88.64%，其中NaCl、$MgCl_2$最多，其次是硫酸盐，有$MgSO_4$、$CaSO_4$、K_2SO_4等，约占10.81%，再其次为碳酸盐（$CaCO_3$），其相对含量见表11—2。

海水中各种元素的相对含量在海洋的不同区域尤其是近岸地区是有差异的，这种变化是受气候条件（如蒸发量与降水量等）、海水运动（如海流、潮汐）、地表径流的补给和地形特点等因素的制约。这些因素对海洋中物质的分解破坏和化合物的沉淀起着重要影响。现将影响海洋地质作用的几项主要海水化学特征分述如下：

1．盐度　海水的盐度（salinity）是指海水中全部溶解的固体物质与海水重量之比，以千分率（‰）表示。大洋中海水的盐度一般介于33‰—37‰之间，通常认为海水的标准

表 11—1 海水中常量元素的含量

元素	含量 (mg/l)	元素	含量 (mg/l)
Cl	19000	Br	65
Na	10500	C	28
Mg	1350	Sr	8
S	885	B	4.6
Ca	400	Si	3.0
K	380	F	1.3

（摘自《海洋手册》）

表 11—2 海水中主要盐分含量

盐类组成成分	每千克海水中的克数	百分比 (%)
NaCl	27.2	77.7
MgCl	3.8	10.9
$MgSO_4$	1.7	4.7
$CaSO_4$	1.2	3.6
K_2SO_4	0.9	2.5
$CaCO_3$	0.1	0.3
溴化镁及其它	0.1	0.3
总计	35.0	100.0

盐度为35‰。海水盐度明显高于此值的某些海区称为咸化海，明显低于此值的则称为淡化海。表层海水的盐度在不同海区是有差异的，近岸地区尤其是如此。海水的这种差异是受降水量、蒸发量和注入海中的径流量等因素控制的，世界海水盐度最高的地区出现在亚热带的红海，其盐度大于40‰，盐度最低区是波罗的海，其盐度小于10‰；深部海水的盐度较稳定，一般为34.6—35‰。海水的盐度影响着海洋生物群的生活环境，当海水盐度超过40‰或低于35‰时，生物的种属会急剧减少。盐度的差异是导致海水对流和海底化学环境变化的原因之一，因而对沉积物的形成过程有重要影响。

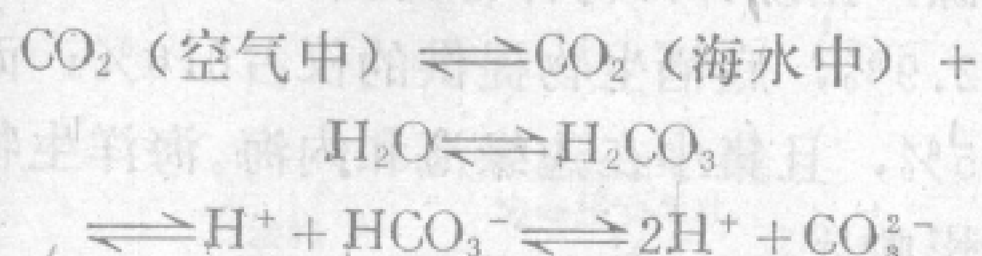
2．海水中的气体　海水中溶解的气体主要有O_2、N_2、CO_2、H_2S等，它们的含量影响了海洋沉积物的特征。海水中各种气体的含量与它们的溶解度、温度、压力和生物作用等因素有关。

（1）氧　表层海水中溶解游离氧含量最高，约超过饱和值的5%，氧过量的原因可能是海浪产生的气泡被卷到水中，部分气体被迫溶入海水，以及生活在表层海水中的海藻，在光合作用中放出氧并溶于水中。深部海水中氧的含量相对较低，其最低值区约位于100—200m深度范围内，这可能是大量海生生物耗氧的结果。由于大洋中海水的循环运动，使某些深部海底并不缺氧；相反，某些处于半封闭状态的淡化海湾，因表层与底层海水的盐度有差异，很少发生上下对流，海底反而出现缺氧的还原环境。海水的氧化还原强度对铁、锰等沉积物的形成和存在形式有显著影响，如铁在氧化环境下多以高价铁的形式出现，而在还原条件下则以低价铁的形式出现。

（2）硫化氢　硫化氢通常聚集在海水流动不畅的海域（如半封闭的泻湖、海湾等）。

这种海域的海水很少发生对流，并由于有机质的腐化分解，使海底处于缺氧环境；而且因喜硫细菌的作用产生硫化氢。在这种环境中生物无法生存，常形成这种环境所特有的沉积物。如黑海，在水深50m时，硫化氢的含量为4cm³/l；当硫化氢含量增至6cm³/l时，海底沉积物中有机质的含量可达25—35%（图11—1）。

（3）二氧化碳　溶解于海水中的二氧化碳的存在形式通常有游离CO_2、H_2CO_3、离子状态的HCO_3^-和CO_3^{2-}等，它们在海水中具一定的平衡关系：



$$CO_2（空气中）\rightleftharpoons CO_2（海水中）+ H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \rightleftharpoons 2H^+ + CO_3^{2-}$$

水温增高时，CO_2的溶解量降低，所以温暖海水中CO_2含量较低，寒冷的海水中CO_2含量较高。压力增加时会增加CO_2的溶解度，并使之转变为HCO_3^-及CO_3^{2-}，因此，深部海水的CO_2含量增多。当然，生物释放CO_2也是原因之一。深部海水中CO_2含量约为表层海水的1.5—2倍。H_2CO_3、HCO_3^-及CO_3^{2-}的相对浓度与海水的酸度（pH值）有关，当酸度高时H_2CO_3和CO_3^{2-}增高；酸度中等时HCO_3^-占优势。在海水温度较高和盐度增高时，HCO_3^-会转变为CO_3^{2-}，因而有利于碳酸盐的沉积。

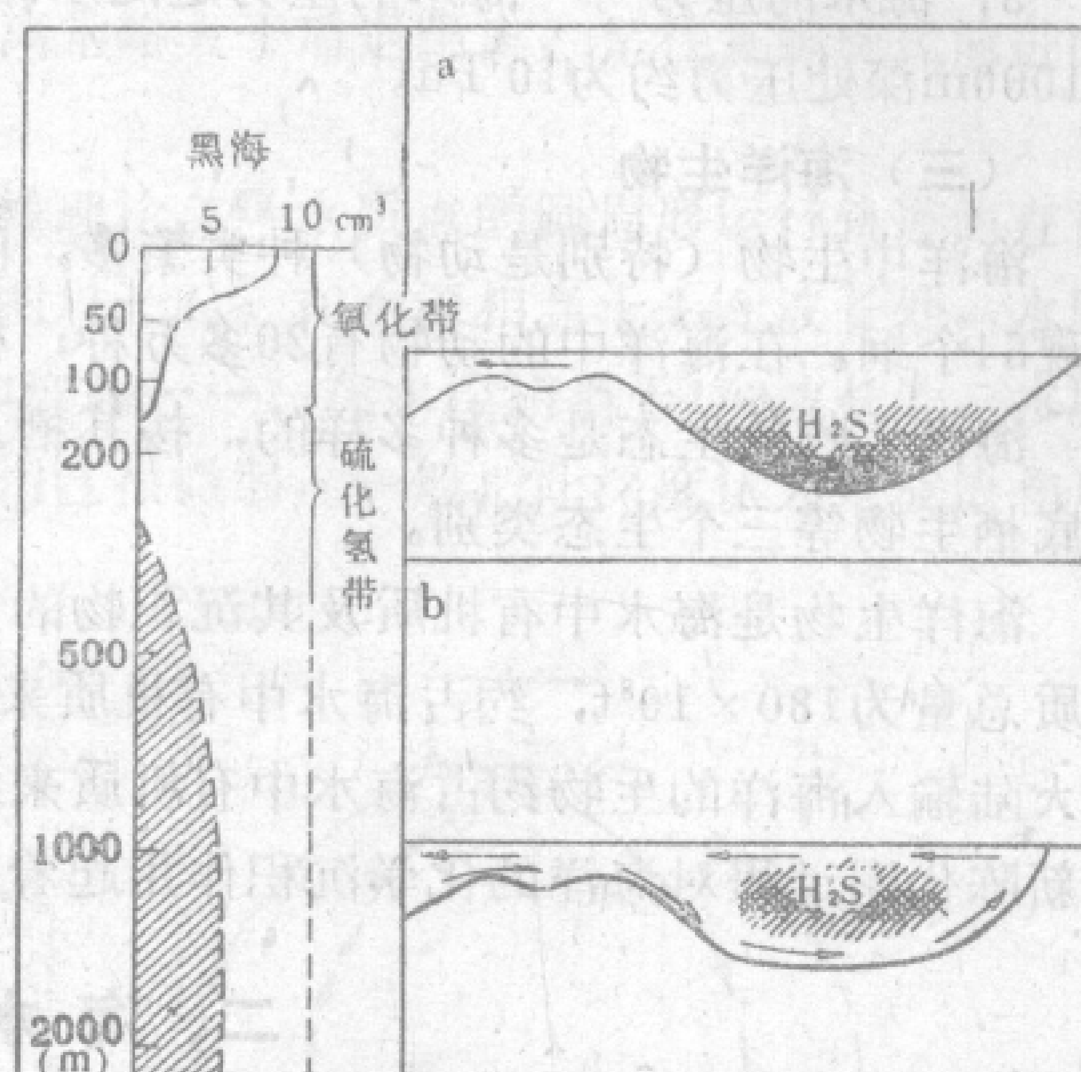


图 11—1　黑海及挪威峡湾中硫化氢的分布

（据斯特拉霍夫）

左图示黑海不同深度H_2S的含量变化、其上部则为O_2含量；右图为挪威峡湾

3．海水的酸度　海水的pH值一般介于7.4—8.4之间，呈弱碱性。某些海域的pH值可高达8.5以上，有的则低于7.4，甚至呈弱酸性。在较深层的海水中CO_2含量增加，pH值降低，加上温度较低、静水压力较大，使$CaCO_3$溶解度增大。不同地区的深层海水的酸度不同，太平洋的酸度较大，大西洋则较小。pH值控制着许多矿物的形成，例如方解石、白云石形成的有利环境是pH＝7.2—9的弱碱至碱性介质，有利于高岭石形成的环境是pH＜6的酸性介质。

（二）海水的物理性质

对海洋的地质作用影响较大的物理性质有温度、密度和压力等。

1．海水的温度　太阳辐射是海水的主要热量来源，因而表层海水温度有自低纬度海域向高纬度海域降低的趋势。高纬度地区海水年平均温度小于5℃；低纬度地区海水温度可高达20℃以上，最高可达30℃，水温最高处是在赤道以北海域。当海洋表层接受太阳辐射热后，通过海水热传导和海水运动传播至深处，但因海水热传递深度小，因而深部海水的温度较低且稳定，常在4℃至－1℃之间。正常盐度海水的冰点温度为－1.91℃。

2．海水的密度　海水的密度取决于海水的盐度和温度。0℃时正常盐度（35‰）的海水密度为1.028g/cm³，盐度愈大，密度愈高；温度愈高，则密度愈低。当海洋表层与深部海水的密度不同时，密度高的海水因比重大而下沉；密度低的海水则因密度小而上升，使海水发生上下对流。浅部海水常暖而轻，深部海水冷而重。通常，深部海水的密度较大且稳

定。不同地区海水密度也有差异，这种差异可以引起海水流动，这种流动可使海水密度得到调节。

3．海水的压力　　海水的压力是随水深的增加而加大的，每加深10m约增加10^5Pa。在1000m深处压力约为10^7Pa。

（三）海洋生物

海洋中生物（特别是动物）种类繁多，已发现的生物分属69个纲，陆地及淡水中则仅发现54个纲。在海洋中的动物有20多万种；植物有25000种，主要是各种藻类。

海洋生物的生态是多种多样的，按其栖息场所和活动方式可分为浮游生物、游泳生物及底栖生物等三个生态类别。

海洋生物是海水中有机质及其沉积物的主要来源，据统计：海洋浮游生物每年提供有机质总量为180×10^8t，约占海水中有机质来源的92.9%，底栖生物提供的仅占0.6%；而由大陆输入海洋的生物约占海水中有机质来源的6.5%，且集中在边缘海和内海。海洋生物的新陈代谢过程对海洋的化学沉积作用起着重要的影响。

二、海水的运动

海水的运动是海洋地质作用的最重要的动力。引起海水运动的因素很多，风、气压的改变、日月引力、地球自转、海底地震、海底火山爆发以及不同深度海水的温度、密度和盐度的差异及其在区域上的变化等都可以引起海水运动。海水运动的主要形式有波浪、潮汐、海流和浊流。

（一）波浪

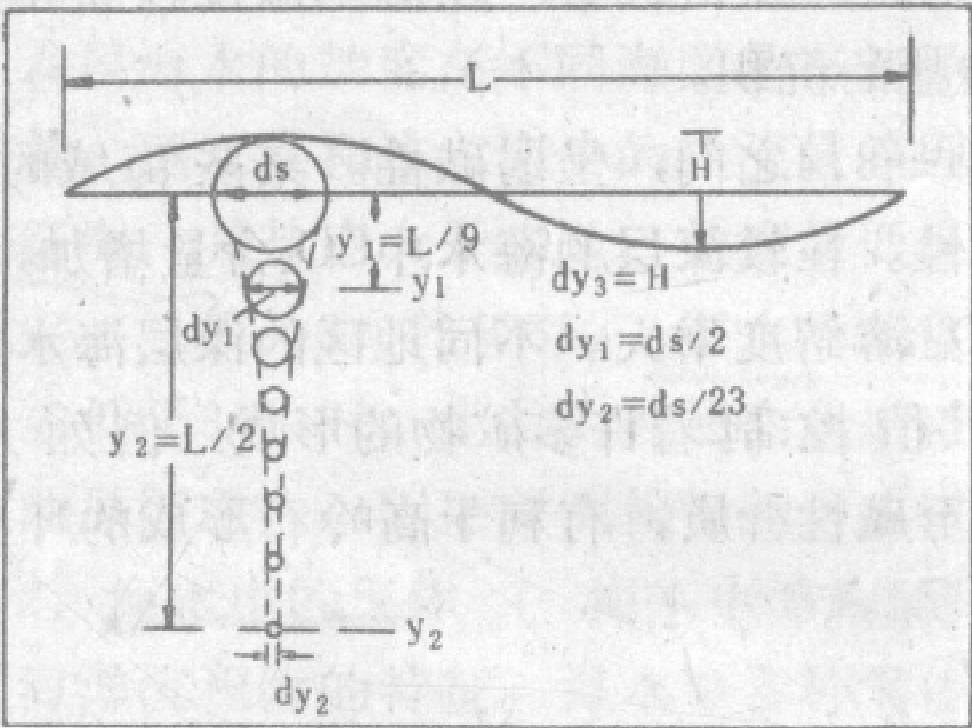


图 11—2　波浪要素和深水波中水质点运行轨道向下的变化

（据Friedman and Sanders, 1978）

L—波长；H—波高；ds—表面水质点运行轨道的直径；y_1—静水面深度(m)；y_2—波浪作用下限；dy—y深度(m)的水质点运行轨道直径

波浪（seawave）主要是由风的吹刮引起的。当风触及海面时，由于摩擦力和压力不均而产生的切应力使海面出现周期性的波动。波动时，水质点以其平衡位置为中心作圆周运动，在水表面则表现为上、下波动。波浪的要素包括波峰、波谷、波长（L）和波高（H）(图11—2)。波浪的大小主要和风力有关。风的持久性和海面的开阔程度也很重要。如太平洋中的信风带，当风力为4级时，产生的风浪平均波高为3.1m，波长为102m。

波浪在不同水深的海域中各有其运动特点，据此，可分为深水波、浅水波和近岸波。

1．深水波　　深水波（deep-water wave）在水深大于$\frac{1}{2}$波长（L）的海域中，组成波浪的水质点的运动不受海底阻力的影响。由于波浪是一种振动（摆动）波，它从产生波浪的扰动中心大致沿主要风向向外传播。通常把由风引起的波浪称风浪（wind wave）。风浪传至无风区后称涌浪（swell）。在波浪传播过程中，水面上水质点是沿直径与波高相

等的轨道作圆周运动。波峰及轨道上半周部位的水质点运动方向与波浪前进方向一致；而浪谷及轨道下半周水质点运动方向则相反，水质点运动一周后即回到原来的位置。其波形是对称的。通常把同一波浪的波峰连线称为波脊线（wavecrest line）。一般涌浪的水质点运动轨迹是规则的；风浪的水质点向前运动距离常略大于后退距离，呈往复螺旋式前进的运动状态（图11—3）。

波浪也可以向深部传播，根据波浪的余摆线理论，❶ 水质点的圆周形运行轨道的直径是随深度而减小的，其数值按指数函数变化（图11—2）。在水深相当于1/9波长处，水质点运动轨道直径为1/2波高；在2/9波长处为1/4波高……。在水深相当于1/2波长处，水质点的运动轨道直径仅为0.04波高，因而波浪作用已很微弱，一般把此深度认为是波浪作用的下限。

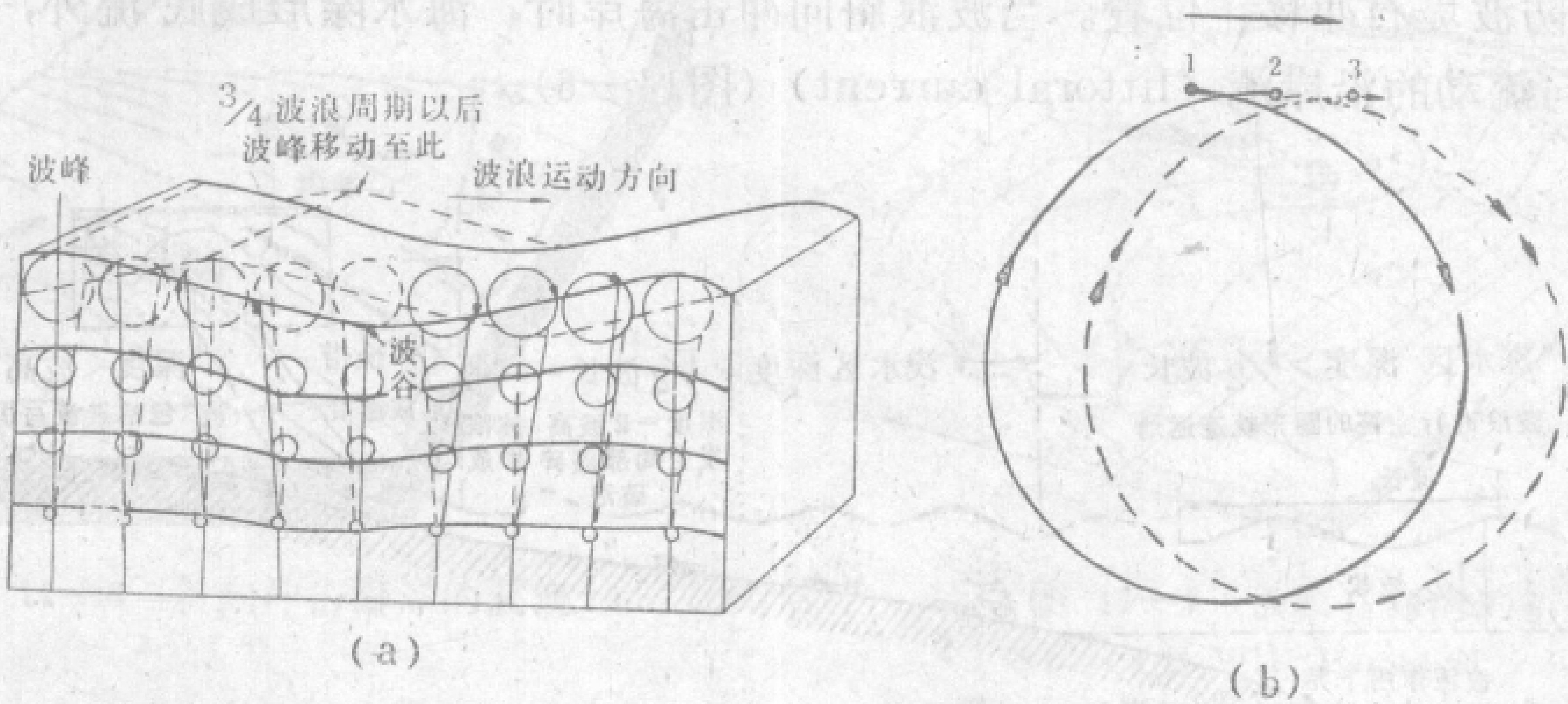


图 11—3　波浪中水质点的实际运动情况

图中1、2、3为依次通过的最高点箭头示水质点总体移动方向

2．浅水波　浅水波（shallow wave）发育在水深小于1/2波长的海域。由于在波浪传播的过程中，水质点的运动轨迹会因与海底摩擦而发生变形，通常是由圆形变为椭圆形（图11—4），而且随着水深变浅或接近海底椭圆形轨迹的扁率愈大，甚至变为接近直线形。水质点由于受水底摩擦作用的影响，在轨迹下半部速度变慢，上半部速度相对变快，使波浪发生变形。通常波浪的迎风坡较缓，背风波较陡，到近岸可变成向波浪传播方向倾倒的不对称波（图11—5）。同时，因海底摩擦消耗波能，使波浪的周期加快，波高、波长变小。

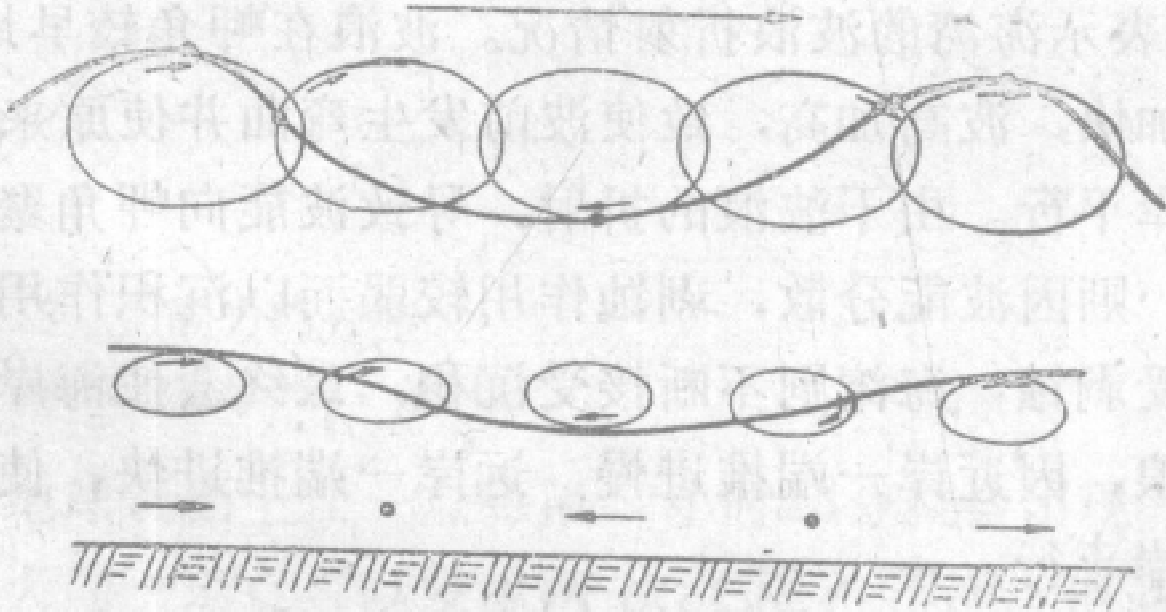


图 11—4　浅水波中水质点运动的椭圆形轨迹

---

❶ 据盖尔次涅尔（1802）的余摆线理论，水质点运动轨迹的半径（r）随水深（Z）的增加而按指数规律减小，其方程式为：$r=\frac{h}{2}e^{-2\pi\frac{2}{\lambda}}$，式中$h$=波高，$\lambda$=波长。

在波浪进入水深大致等于波高的地带时，波浪变形会加剧。当波峰水质点的速度等于或超过波速时，在波峰处会出现浪花，随后波峰会向岸翻卷，空气被卷入，致使波浪破裂，此时的波浪称为破浪或激浪（breaker）。在海底坡度较平缓的海域，近岸海域可出现几道首尾相衔接的破浪。当波浪推进至浅滩或礁石附近时，因海底阻力更大，波峰超前涌向岸边并拍击海岸，这种浪称为拍岸浪（surf）。此时，波浪形成一股冲向海岸的水流称为进浪流。当其上冲的能量在海岸被消耗殆尽后，海水便受重力影响而顺斜坡退回海中，形成底流（undertow）。此时，下一个拍岸浪业已形成并冲向海岸。有人估计，海岸每天经受拍岸浪的冲击次数可达5500次之多，按此推算，每年拍岸浪可冲击同一海岸地段达二百余万次。

拍岸浪的能量相当巨大。例如在苏格兰，波浪的冲击力曾达 29t/m²，以至将一块重1350t重的防波堤石冲移了位置。当波浪斜向冲击海岸时，海水除形成底流外，还会形成沿海岸方向流动的沿岸流（littoral current）（图11—6）。

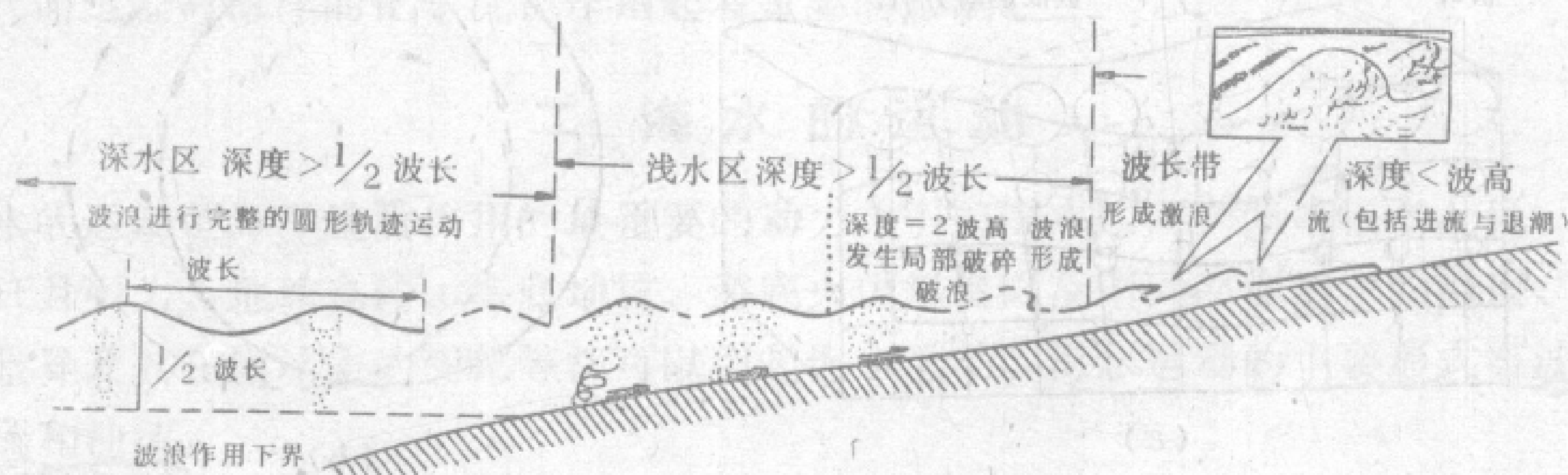


图 11—5 浅水区波浪的变化
（转引自《动力地质学原理》，1983）

当波浪进入浅水区时，因海底摩擦不均，同一波浪在不同地段向海岸推进的速度不等，离岸较近的地段较离岸远处的波速度要慢，因而使波脊线形状发生变化，表现为同一波浪在不同地段其推进方向会发生改变，这种现象称为波浪折射（ware refraction）。图11—7表示海湾的波浪折射情况。波浪在岬角较早地受海底摩擦，因而速度变慢，使波浪周期加快，波高加高，致使波前发生弯曲并使原来平直的波脊线逐渐弯曲，趋向于与曲折的海岸平行。由于波浪的折射，导致波能向岬角聚集，使其遭受较强的剥蚀作用。在海湾地段，则因波能分散，剥蚀作用较弱而以沉积作用为主。在波浪的这种作用下，岬角会不断遭受剥蚀，海湾则不断接受沉积，最终会使海岸变得平直。在平直海岸，斜向海岸推进的波浪，因近岸一端推进慢，远岸一端推进快，使波脊线与海岸的夹角逐渐减小，并趋向与海岸平行。

（二）潮汐

全球性海平面的周期性的升降运动和涨、落现象称为潮汐（tide）。它包括海面的周期性升降和周期性的海水水平流动，通常把前者称为潮汐，而把后者称为潮流（tidal current）。

潮汐现象是海水在月球、太阳等天体引力和地月系相对旋转产生的惯性离心力的合力作用下产生的，引起潮汐的力称引潮力（tide-generating force）。以月球对地球的引力来说，其大小是与两者的质量的乘积成正比，与两者的距离平方成反比，其方向指向月心

（见图11—8）。对地球上每一质点，月球引力大小和方向是各不相同的。太阳虽然质量大，但与地球的距离远，其对地球的引力大小仅为月球的46.6%。地球与月球形成一个相互的引力系统，称为地-月系统。它们绕着共同的质量中心（这个中心位于地心和月心连线上，距地心 4671km）转动并产生惯性离心力。地球上各点的惯性离心力大小相等，方向相同，与月球对地心的引力方向相反。地球上各质点受月球引力与地月系相对旋转产生的惯性离心力的向量和，即引潮力。从图11—8可知，此一合力在对月点和背月点最大，因而可以使海面凸起，发生涨潮（flood tide）。当海面达最高点时称高潮（high tide）；而在距对月点、背月点方位角为90°的地区，合力最小并形成落潮（ebb tide）。当海面达最低点时称为低潮（low tide）。

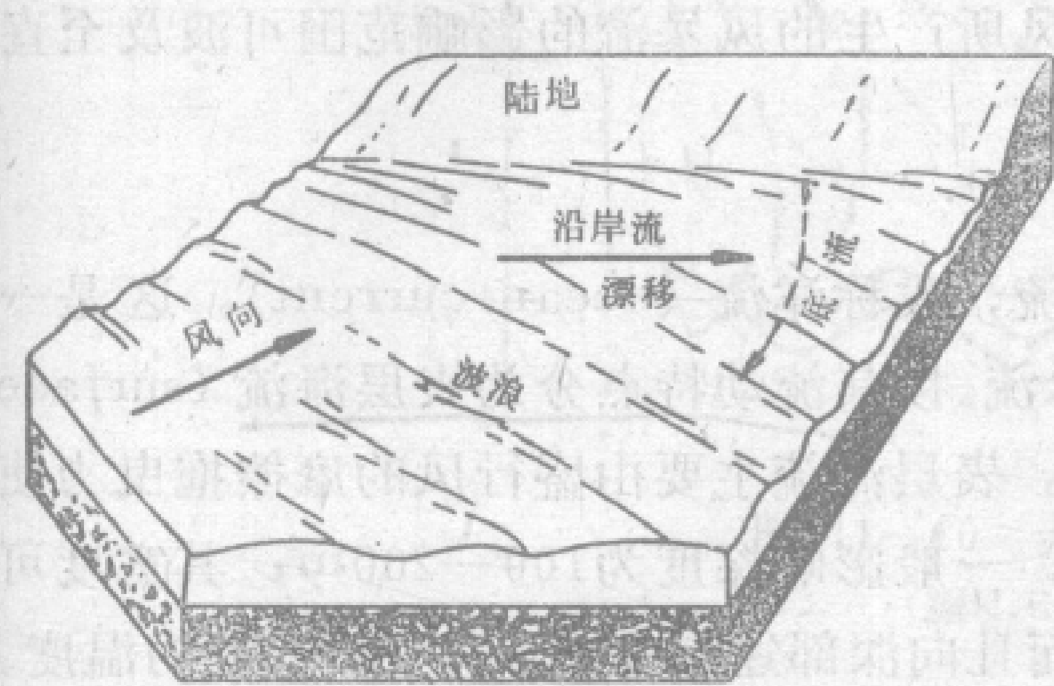


图 11—6 斜向冲击海岸的波浪

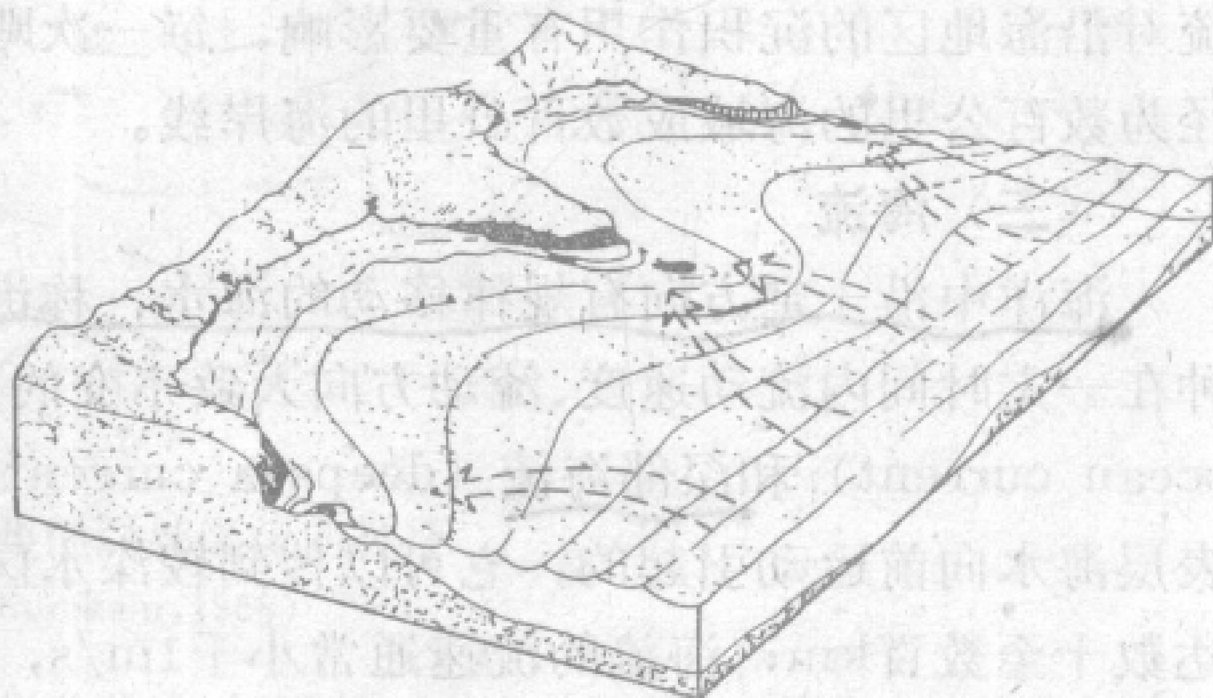


图 11—7 波浪在海湾的折射

（据 W.K.Hamblin）

箭头示波浪的前进方向；水中曲线为波脊线

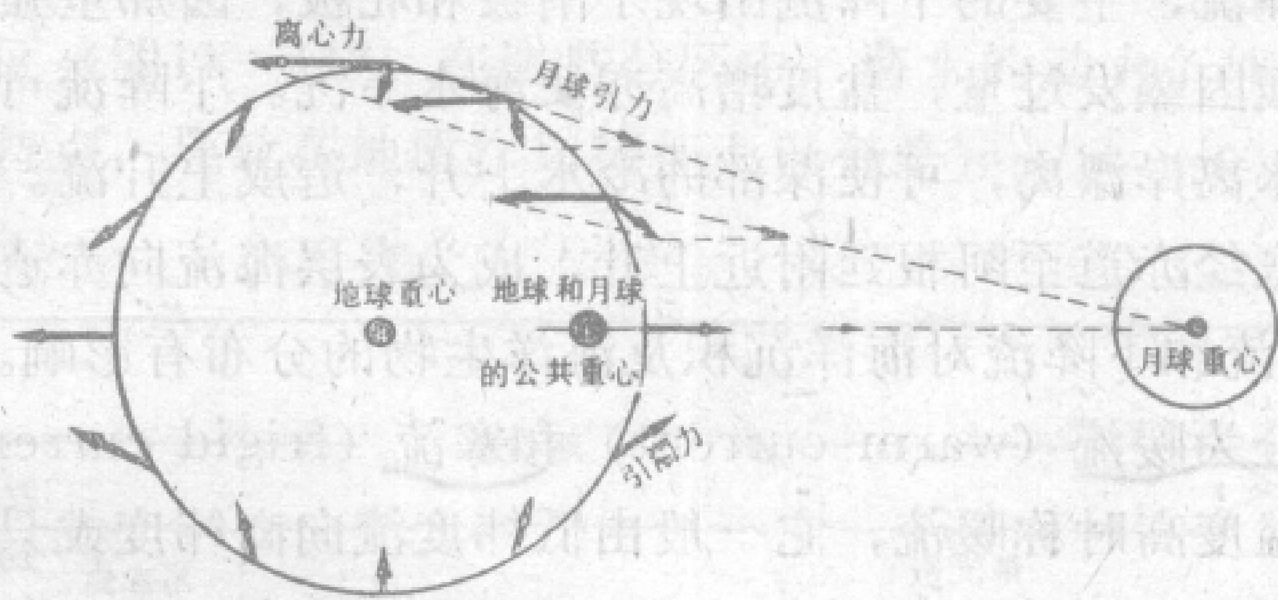


图 11—8 引潮力的分布

（据 同济大学海洋地质教研室，1981）

由于地球自转和地月的相对运动，地球表面上任一点每隔12小时25分就会出现一次面向月球或背向月球的情况，也就是说每天同一地点可以发生两次涨潮和落潮。但因有水文、气象和地形等因素的影响，各地的潮汐周期还有差异。同时，地-月系又以太阳为中心运行，并使日、地、月三者的位置发生周期性更迭。当朔（初一）、望（十五）日期间，月、日与地球的位置大致在一条直线上，日与月对地球的引力叠置，可以出现高潮特高、低潮特低的大潮（spring tide）；上、下弦时，月日的位置相对地球成90°，日与月对地球的引潮力相互抵消，故出现小潮（neap tide）。潮汐在中低纬度地区较发育，涨、落潮的高度向两极逐渐减弱。

高潮时海面高程与低潮时海面高程之差称为潮差（tide range）。各地的平均潮差不

同，一般为2—4m。河口湾内因受地形影响而潮差较大，如钱塘江出口的杭州湾内一般潮差可达6—8m，并形成著名的海宁大潮。

与发生潮汐同时，还有海水沿水平方向周期性流动的潮流。在海峡、海湾和河口区，以及低缓的海岸带可出现潮流现象。涨潮时出现的涨潮流，它会涌向海岸并流进河口；落潮时出现落潮流，它退出海岸和河口流回大海。潮流速度一般为1kn（1kn（节）=1n(海里）/h（小时），折合51cm/s）。台湾海峡南部的涨潮流流向北，落潮流流向南或西南。南海的潮流一般较小，海中央潮流每秒不过几个厘米，但北部湾的强潮流区中，流速可达100—150cm/s。钱塘江口发生的涨潮流速最大时约4—5m/s。当大潮时，如遇暴风（台风、飓风等），在强烈的风力作用下，可形成搬运力很大的风暴流（storm current）。风暴流对沿海地区的沉积作用有重要影响，每一次飓风所产生的风暴流的影响范围可波及至直径为数百公里的海域或数百公里的海岸线。

（三）海流

海洋中沿一定方向有规律移动的海水，称海流，或称洋流（ocean current）。这是一种在一定时间内流动速度、流动方向大致不变的水流。按其流动特点分为表层海流（surface ocean current）和深部海流（deepsea current）。表层海流主要由盛行风的摩擦拖曳力使表层海水向前运动引起的，它可以传到较深水区，一般影响深度为100—200m；其宽度可达数十至数百km；海流的流速通常小于1m/s，而且向深部逐渐变小。同一股水流的温度、盐度等大体相同。表层海流也可以是海水密度差引起的。表层海流的分布与全球性的风带有密切的关系（图11—9）。深部海流是由海水的盐度和温度的差异引起的，沿洋底流动的称大洋底流；作垂向运动的称上升流（涌升）或下降流。在两股表层海流汇合的地带或海水密度大时可产生下降流，主要的下降流出现于南极和北极，因那里强烈降温使海水下沉至洋底；在亚热带洋面因蒸发过量，盐度增高亦使海水下沉。下降流可使溶解氧被带至深部。由于某些表层海水离岸漂离，可使深部的冷水上升，造成上升流。如大西洋海水从格陵兰附近下沉，沿海底经赤道至阿根廷附近上升，成为表层海流向赤道方向流动（图11—10）。深部海水的上升流和下降流对海洋沉积及海洋生物的分布有影响。

表层海流按水温分为暖流（warm current）和寒流（frigid current）两类。当海流的水温比周围海水的温度高时称暖流，它一般由低纬度流向高纬度或只在低纬度流动；当

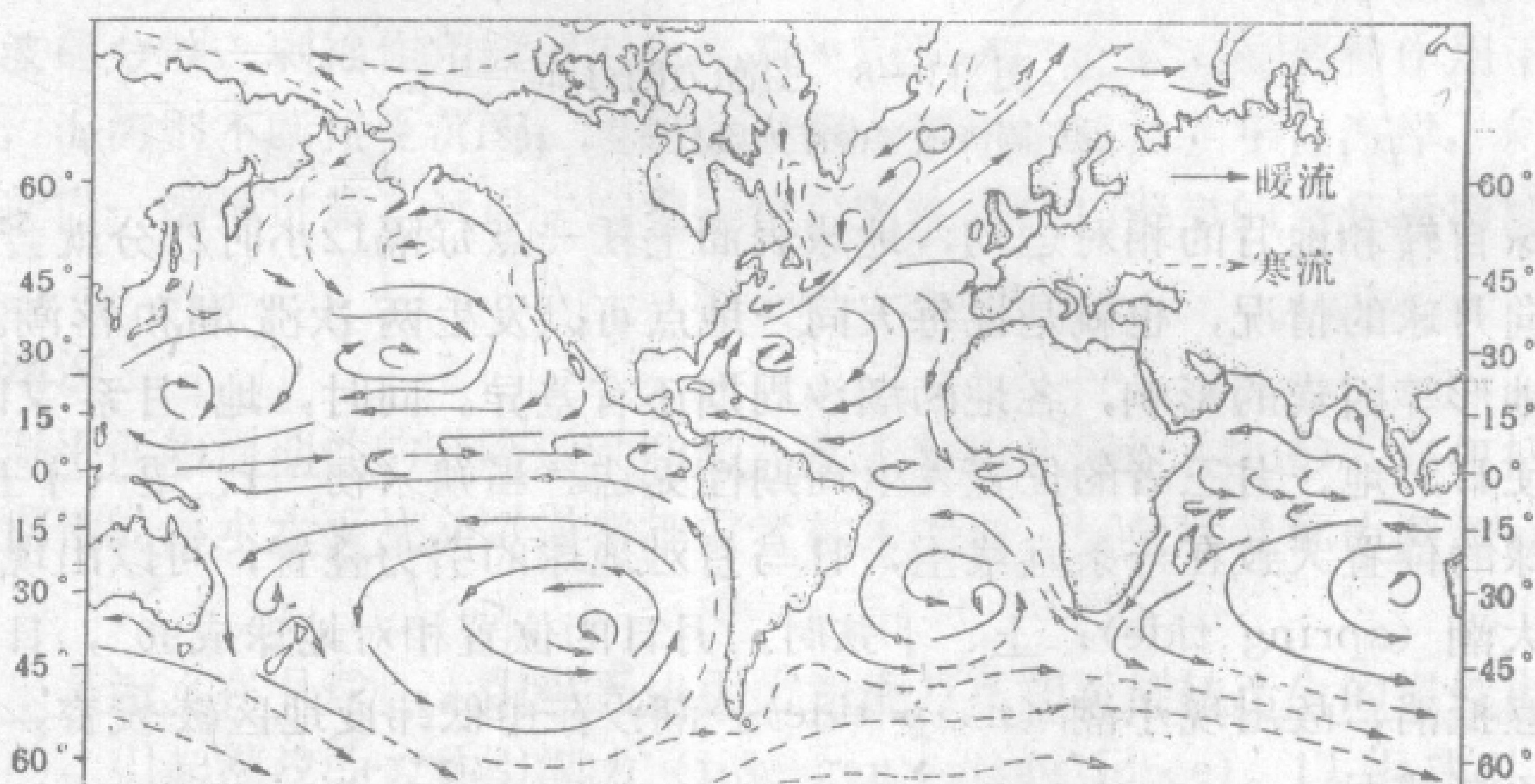


图 11—9 世界海洋表层海流

水温比周围低时称为寒流，它通常源自高纬度。台湾暖流是一支位于台湾海峡以北（从北纬27°起），靠着闽浙沿岸，沿北北东向流动的海流，其水温比东海水温高，流速为30—40cm/s，流至北纬30—32°时流速减至为20cm/s，并在舟山群岛附近与南下的沿岸水流汇合后消失。台湾暖流宽近100km长约500km。

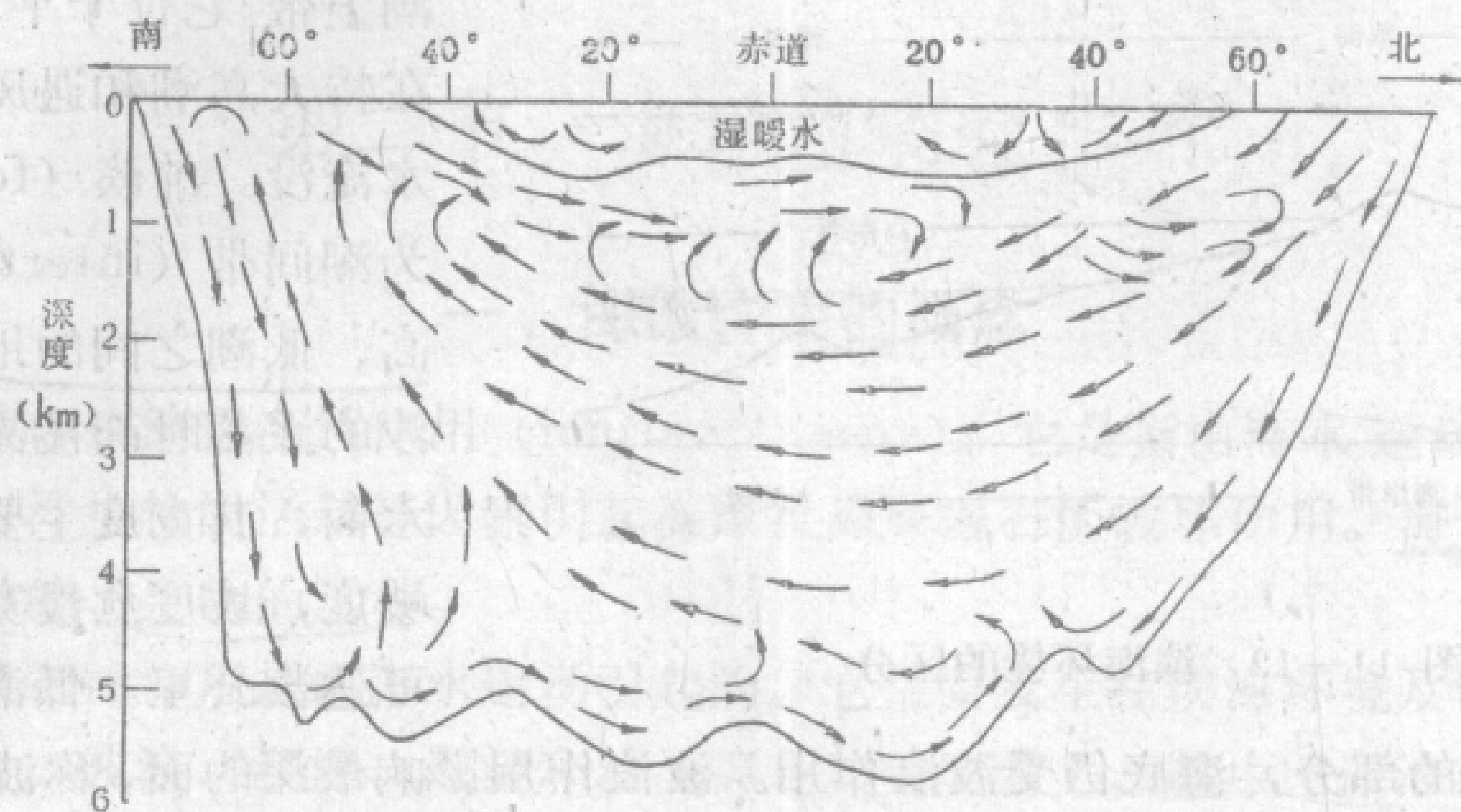


图 11—10　大西洋深部海流的循环

（据K.K.Turekain,1968）

此外，海水运动的方式还有浊流（见第五节）和涡流。

三、海洋的环境分区

根据海水深度，并结合海底地形和生物群特征，可将海洋分为滨海、浅海、半深海及深海等四个环境分区（图11—11）。在这些分区中，海水的动力条件、物理化学条件、生物群分布等都各有特点，导致在地质作用特征上也有差异。

（一）滨海带

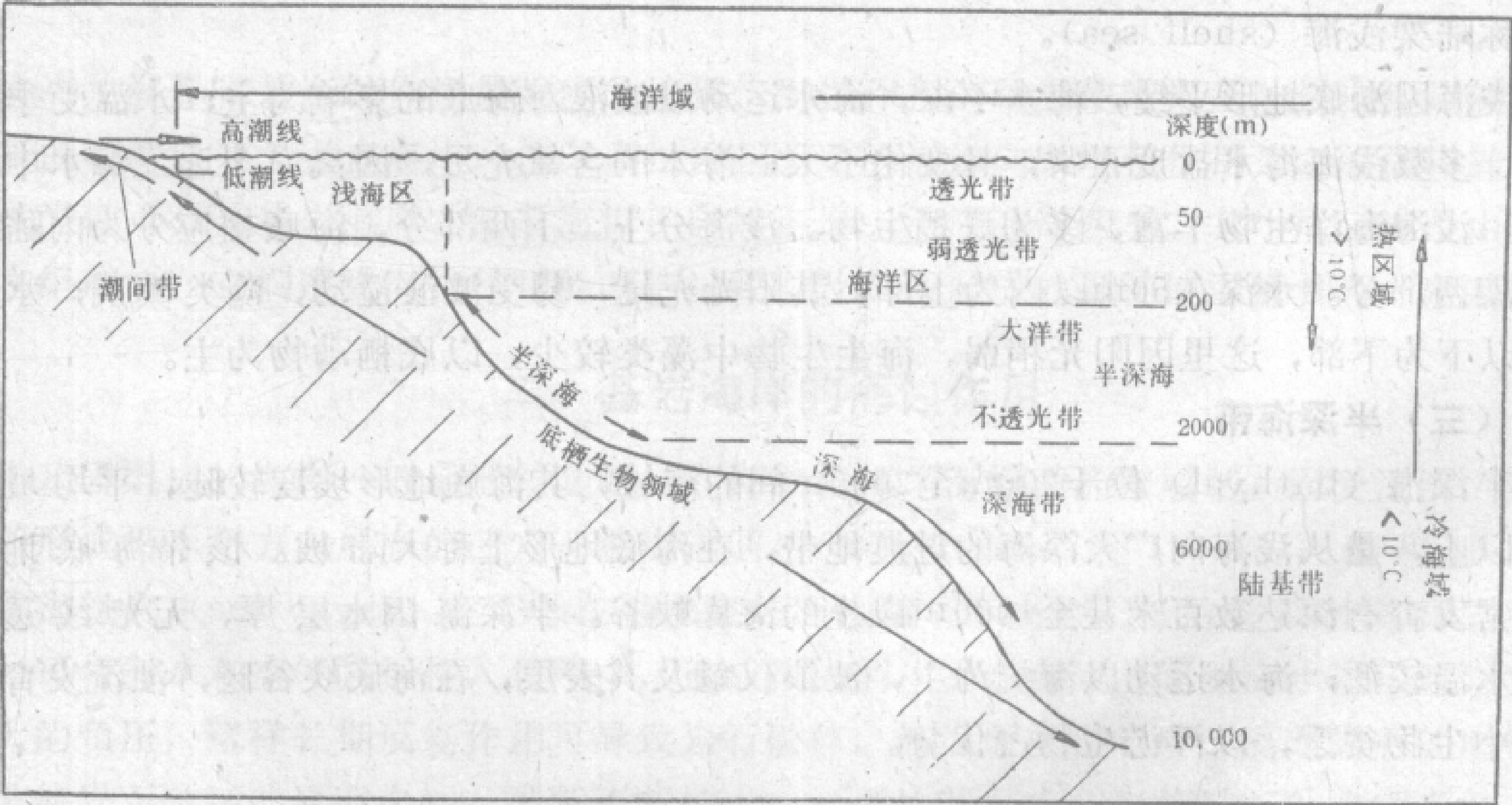


图 11—11　海洋环境的分区

滨海（littoral）是海陆交互地带，其范围是低潮线（低潮海面与地形面的交线）与最大浪潮所能冲击到的上界之间的地带。它属于海岸带[1]（coast zone）的一部分，可分为前滨和后滨两个亚环境（图11—12）。

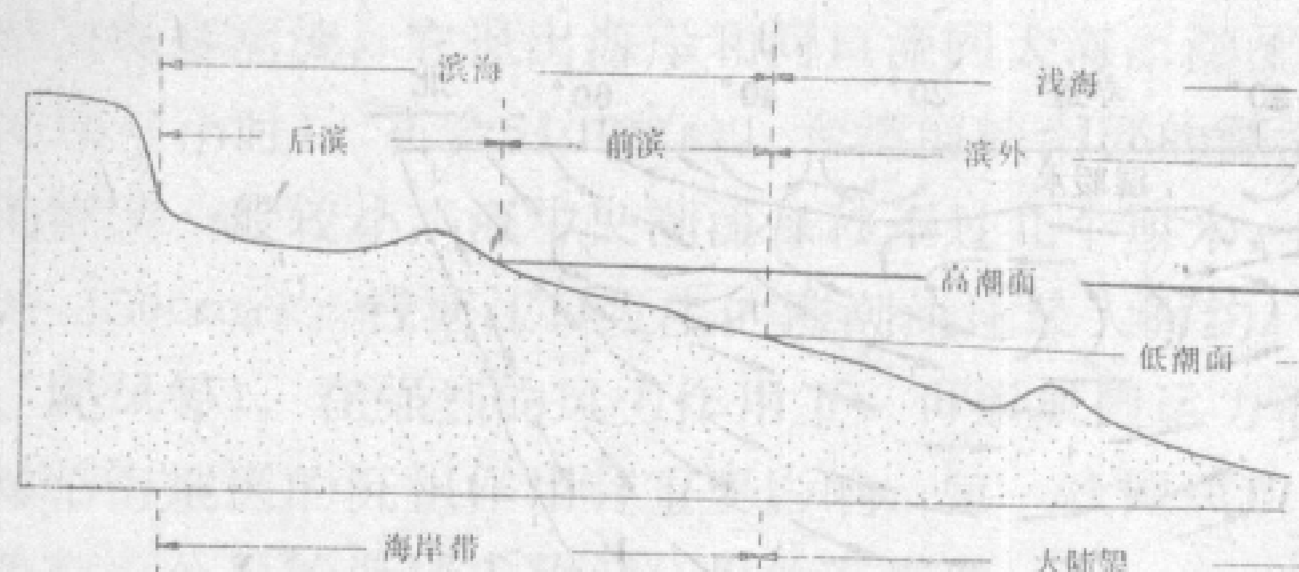


图 11—12　滨海环境的区分

后滨（backshore）又称为潮上带。它位于平均高潮线以上，在特大高潮和遇风暴时可以被海水淹没。前滨（foreshore）又称为潮间带（intertidal zone），是高、低潮之间的地带。它随着潮汐的涨落时而被淹没，时而露出水面，其宽度主要取决于海岸的坡度，坡度愈缓宽度愈大，最宽可达数公里。低潮线以下属浅海范围，浅海最浅的部分，海底仍受波浪作用。波浪作用影响最深的面，称波浪基面（wave base）。波浪基面以上至低潮线以下的地带，称为外滨带（offshore）或称潮下带（也有人将其划入滨海带）。

滨海既受潮汐的影响，还受波浪作用的影响，因而，海水动荡，海水运动对海岸的破坏能量大。在潮下带除波浪对海底作用较强外，还有沿岸流的作用。滨海区还程度不同地受地面流水地质作用的影响。滨海区的海水温度有昼夜变化，含盐度也随水流通畅的程度及气候条件而变化；海洋生物主要是能抵御风浪的底栖动物，它们多营钻孔穴居或生长有硬壳。海生植物则有藻类和红树林。

（二）浅海带

浅海带（neritic zone）是大陆以外较平坦的浅水海域，其水深自低潮线以下至水深130m或200m之间。许多地区的大陆架水深在200m以内，其海底地形则与浅海带相当，故又称陆架浅海（shelf sea）。

浅海因海底地形平缓，海水不深，海水运动以波浪对海底的影响为主；水温受季节的影响；多数浅海海水盐度正常，且变化不大；海水的含氧充足；因离岸不远，海水中悬浮质多；浅海海洋生物丰富，多为底栖生物。浅海分上、下两部分，海底相应分为内陆架和外陆架两部分。水深在50m以内为上部，其阳光充足，易受波浪搅动，藻类繁茂；水深在50m以下为下部，这里因阳光稍弱，海生生物中藻类较少，以底栖动物为主。

（三）半深海带

半深海（bathyal）位于200m至2000m间的海域，其海底地形坡度较陡，平均坡度在4.3°以上，是从浅海向广大深海的过渡地带，在海底地形上称大陆坡。该带海底地形崎岖，常发育有深达数百米甚至1000m以上的海底峡谷。半深海因水层厚，无光线透入水底；水温较低；海水运动以海流为主，波浪仅触及其表层，在海底峡谷区，浊流发育。半深海中生物贫乏，以浮游生物占优势。

---

[1] 陆地与海洋相互作用的地带称海岸带。它包括沿岸的陆地部分，潮间带和水下部分。陆上部分直到现代海岸地貌分布的上界，水下部分直到波浪作用的下界。

（四）深海带

水深大于2000m的广大海域称深海（abyssal）。在此海域内的海底地形有大陆裾（陆基）、海沟和大洋盆地等，其中以海底地形较平坦的大洋盆地面积最广。深海带的海水运动以海流为主。因离大陆较远，海水中悬浮物较少，其粒度也较小。深海已属无光带，这里海洋生物贫乏，以浮游生物为主，其中以有孔虫、硅藻、放射虫占主要地位。

第二节　海洋的剥蚀作用

一、海蚀作用的概念

海洋的剥蚀作用简称海蚀作用（marine erosion）。它是指由海水运动的动能，海水的溶解作用和海洋生物的活动等因素引起海岸及海底岩石的破坏作用。海蚀作用的方式可分机械的、化学的、生物的三种。

海水的机械剥蚀作用是由海水运动引起的。它主要发生在滨海环境及海水运动所能影响到的海底部分。波浪、潮汐、海流和浊流等是其主要营力，其中以波浪为最重要。海岸带是发生海蚀作用的主要地带。海水的机械剥蚀作用可分为冲蚀、磨蚀两种方式。冲蚀作用是指海水在运动过程中对岩石进行冲击并导致其发生破坏的过程；磨蚀作用则是指运动着的海水所挟带的砂砾对岩石摩擦、碰撞而引起的破坏作用。若海水运动的动能大，则冲蚀作用强，若运动着的海水挟带砂砾多，则磨蚀作用也加强。

海水的化学剥蚀作用又称溶蚀作用。因海水含较多的二氧化碳等溶剂，可对海岸及部分海底岩石进行溶蚀。

生物剥蚀作用是由海洋生物的生命活动引起的，生活在滨海区的生物因海水运动剧烈，一些营钻孔生活的生物，可以通过分泌某些溶剂来溶蚀岩石或用壳刺钻凿岩石，形成一些孔道和凹坑，以便于其生存和固着。这种活动久而久之便可破坏岸边岩石。

在上述的三种剥蚀作用中以机械剥蚀的规模最大，它对海岸的改造起着决定性作用。

滨海及海岸带是海蚀作用最强烈的地带，海蚀作用的结果使海岸从陡岸向缓岸转化；使曲折的岬湾岸变为平直海岸；使以剥蚀作用为主的海岸向以堆积作用为主的海岸转化。海岸按岩性可分为基岩海岸、砾质海岸、砂质海岸、泥质海岸四类。其中后三类是由松散碎屑物组成的。它们遭受海蚀作用的改造过程以及其所形成的剥蚀地形都具有一定差别。

二、基岩海岸的海蚀作用

由基岩组成的海岸一般地形较陡峭。在岸壁基部与海平面的接触带，因受波浪的频频冲击而形成沿水平方向展布的凹穴，称海蚀凹槽（sea notch，图11--13）；也可形成洞穴，称海蚀穴（sea cave）。它们是在拍岸浪长期作用下形成的，在拍岸浪对海岸岩石冲击时，可将海水和空气强行挤入裂隙中，造成很大的压力；在冲击间隙海水退出时，又形成强大的负压，这样长期反复作用可导致岩石破碎。波浪所携带的砂、石对岩石的磨蚀作用也是使岩石破坏的原因之一。裂隙不断扩大，可形成凹槽。在海湾转折处或岬角处，因波能集中，局部侵蚀能力加强，则易形成海蚀洞，但有的是沿原来的空洞或裂隙发育而成

的。海蚀洞常可深数米至数十米，洞内常发现有磨圆的砂砾；海蚀凹槽的深度可自数十厘米至数米。



图 11—13 海蚀凹槽

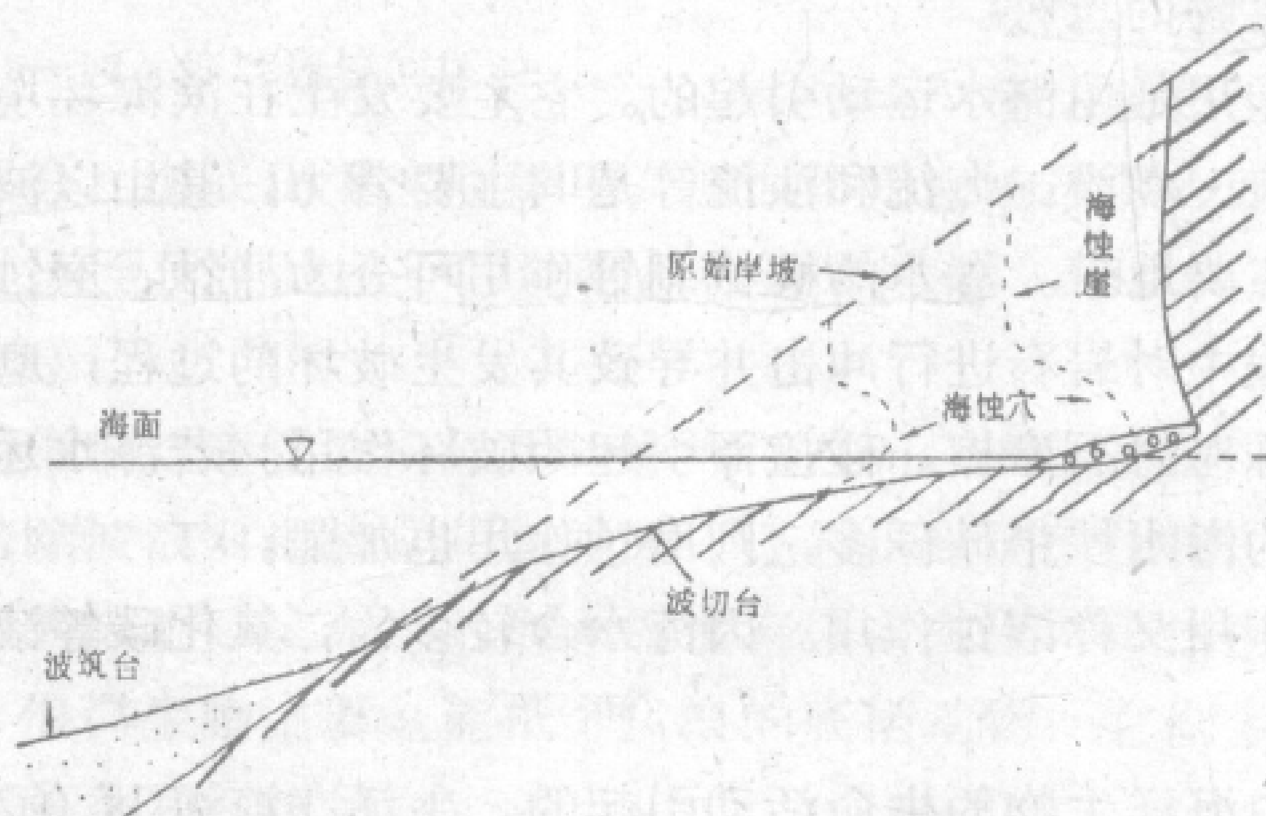


图 11—14 岩岸海蚀平衡剖面的形成过程

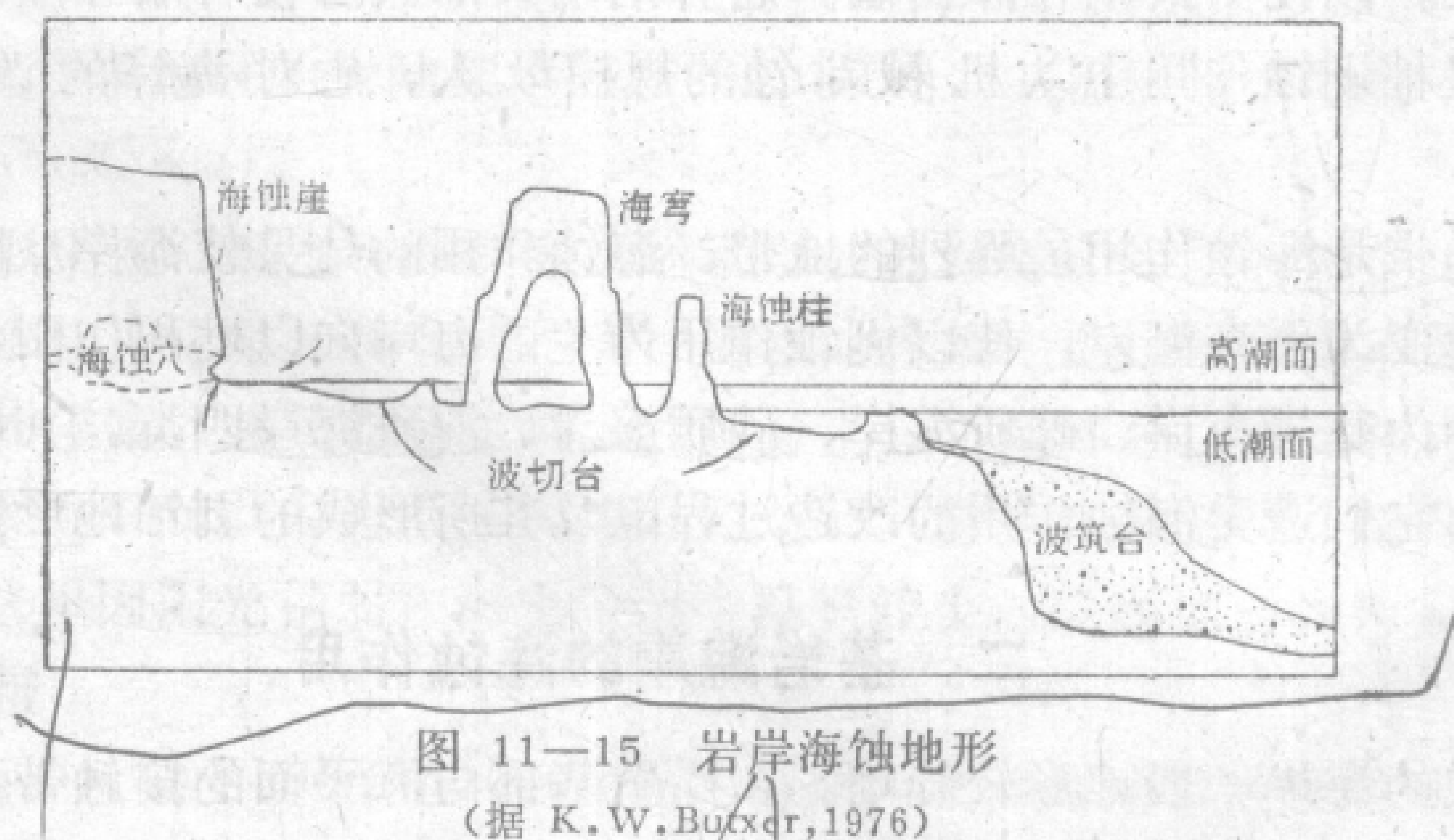


图 11—15 岩岸海蚀地形

（据 K.W.Butzer,1976）

当凹槽不断向内扩大时，其上悬空的岩石因失去支撑而发生重力垮落，形成陡峭的崖壁，称海蚀崖（sea cliff）。海蚀崖的基部将继续受浪击，形成新的海 蚀凹槽，并发生新的重力塌落，如此反复进行，加上风化作用的联合破坏，会使崖壁节节后退，在崖前形成

一个表面平坦，高度几乎接近海平面，微向海洋方向倾斜的平台，称为波切台（wave cut bench）。波切台在横剖面上呈微向上凸的曲线形，宽度自数米至数十米。若岩石裂隙较多或岩性较软时，平台的宽度可达数百米。浪蚀作用和海蚀崖坍落的岩块、砂粒则由底流带至水下堆积，形成由堆积物构成的平台，称波筑台（wave built bench）（图11—14）。海蚀平台因海蚀作用而不断展宽，使波浪冲击崖基时要经过愈来愈长的距离，致使波能的消耗也愈来愈大。当平台宽度大到使波浪的全部动能消耗殆尽时，海蚀作用即趋于停止，此时基岩海岸的横剖面成上凸形曲线，线上各点的侵蚀强度趋于零，此剖面称为岩岸海蚀平衡剖面。

侵蚀海岸后退的平均速度为1cm/a（ph.H.Kuenen，1950），波罗的海海岸（因由冰碛物构成）的后退速度为1m/a，经常受暴风袭击的海岸可达2—5m/a。

在海蚀崖后退和波切台扩展的过程中，因岩性和裂隙发育程度的不同等因素，导致海蚀作用程度的差异，可形成海穹、海蚀柱等海蚀地形。如突出的海岬两侧同遭浪击，易同时发育海蚀洞、一旦洞穴彼此相通，即可形成一座海蚀天生桥，称海穹（sea arch）。当洞穴增大致使顶板塌落，则可形成孤立的海蚀柱（sea stack）(图11—15)。

三、砂质海岸的改造

砂质海岸的改造是波浪或潮汐的动能引起的。进浪和潮流可带动砂粒向海岸方向运动，海水退回时底流又把部分砂粒带回海中。现以一理想的海滩剖面上的泥砂运动为例来说明砂质海岸的变化。假定组成海滩的砂粒粒度均匀，海滩坡度一致，波浪以稳定的能量沿垂直海岸的方向涌向海岸。这时以剖面上某点为界，在该点的下方(即海侧)，海底沉积物是朝海洋方向移动的；在该点的上方(即岸侧)，沉积物则向海岸方向移动；沉积物处于不移动状态的点称中立点，中立点的连线称中立线。

沉积物在海底移动的方向取决于它受力的总和。如前所述，由于浅水波浪的作用海底的水质点是作椭圆状或近似直线状往复运动的，底面砂粒受波浪力的影响也随之作向岸和向海的往复运动。波浪的冲击，使砂粒在每次往复运动中并不回到原地，而稍微向波浪前进方向(即海岸方向)移动。同时，海底是一斜面，由于砂粒受重力沿海底产生一指向海洋的切向分力，加上底流的影响。因此，海底砂粒的推移方向及其移动量，取决于该处的波浪力、重力和底流作用力的合力的相对大小。

在中立点，波浪力与重力(或底流作用力)几乎相等，砂粒向岸和朝海的移动距离相等，纯运动等于零；中立点以上，因水浅，波浪力较强，致使砂粒向岸移动；中立点以下，因水深，波浪力弱，且有底流的影响，导致砂粒朝海移动。

在波浪的作用下，即使原来是均一的坡度也会发生变化。中立点以下由于砂粒不断向海推移而形成侵蚀凹地，并把砂粒堆积到海水深部波浪作用微弱的海底，使这段剖面变得平坦，中立点以上则因砂粒被带向岸，也出现侵蚀凹地，被推移的砂粒堆积在岸边高处，使这段剖面变陡，经过长时间的波浪作用，海滩的剖面形态变为一条下凹形的曲线，剖面上各点的砂粒都只能作等量的往复运动，处于这种状态的海滩剖面称砂质海岸的平衡剖面(图11—16)。

上述理想平衡剖面因各种因素（如气候、风力、潮差、波能等）是不断变化的，所以，实际上是不能达到的，但它反映了砂质海岸的演化趋势，对了解波浪潮流对砂质海岸

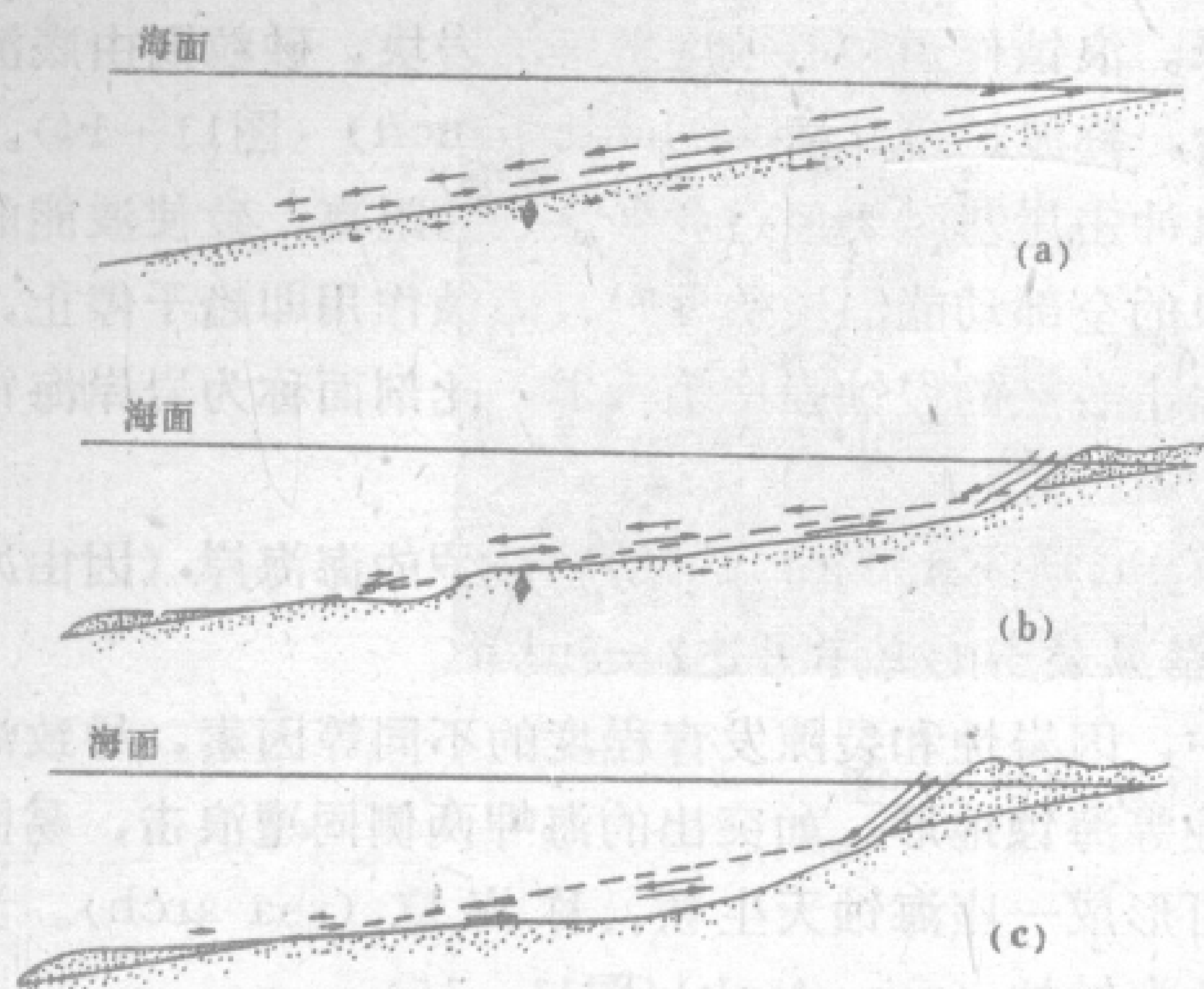


图 11—16　沙滩平面剖面的形成
（据 B.P.曾科维奇）
A、B为砂质海岸原始状态；C为砂质海岸平衡剖面；箭头示海水运动方向；菱形点示中立点

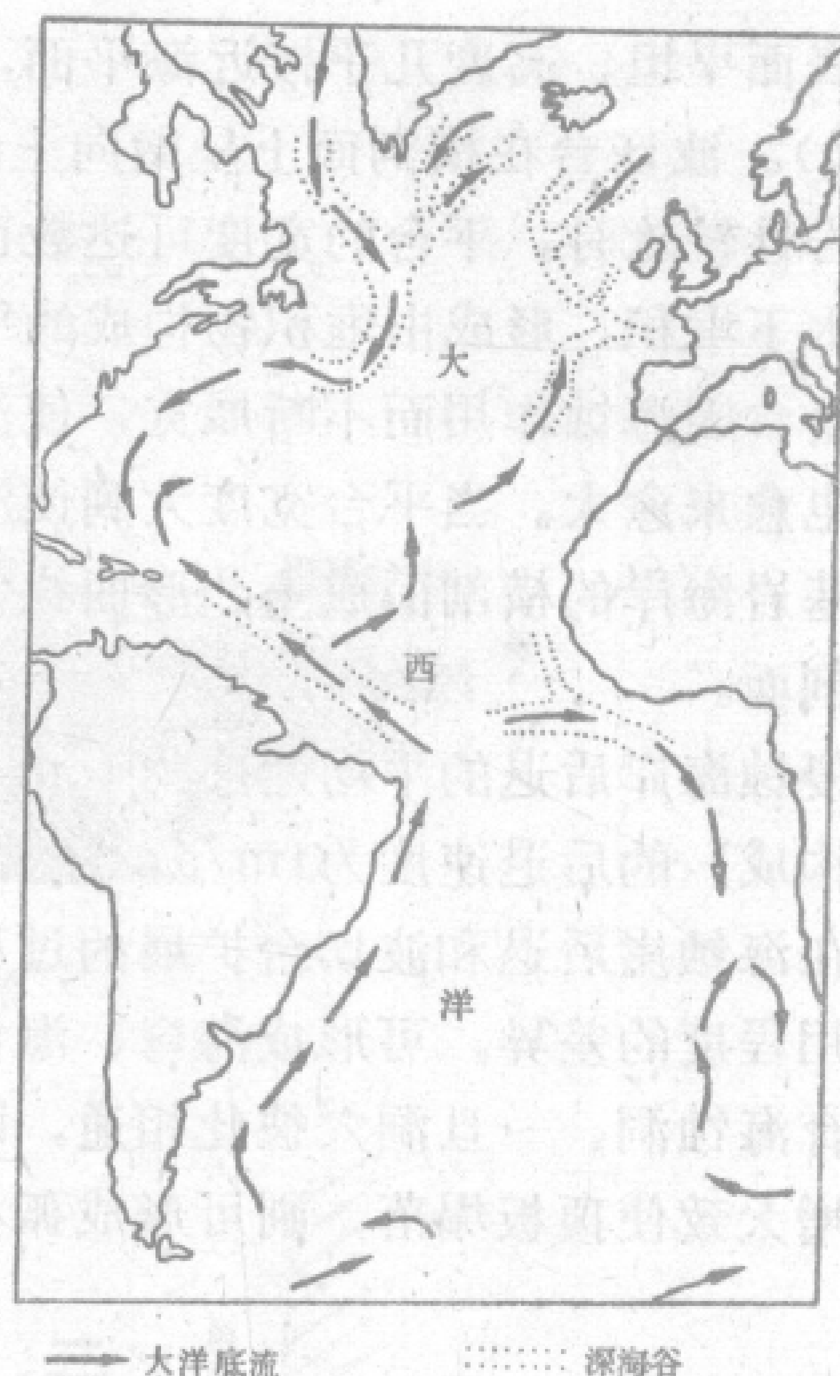


图 11—17　大西洋大洋深层海流（底流）和深海谷的分布
（据 谢帕德·列昂节夫等资料综合，1979）

的改造过程有重要意义。

四、潮流和洋流的剥蚀作用

潮流的剥蚀作用主要出现在大陆架上一些地形狭窄并有强潮流通过的地方。如我国海南岛与雷州半岛之间的琼州海峡；日本濑户内海的明石海峡；东南亚巽他群岛各岛屿之间的水道等。潮流的剥蚀作用可形成潮流侵蚀谷。侵蚀谷在形态上呈孤立的槽形，其最深部分在中段，两端变浅，如潮流的规模大，凹槽也较深。潮流侵蚀谷在纵剖面上的这种起伏，反映了潮流经过海峡时流速由小增大、再减小的变化过程。潮流侵蚀谷的谷底常由粗砂砾或基岩组成。在粉砂—泥质海岸的潮间浅滩上，潮流是主要营力，往复流动的潮流可在浅滩上侵蚀形成细长的潮水沟（tidal channels)。其延伸大致与海岸相垂直，它的向陆一端往往呈树枝状分叉。潮水沟中的落潮的流速可达1.5m/s，因而具有较强的侵蚀力，沟底分布的泥砾是潮流侵蚀泥滩而形成的。

在海底的谷状地形中，除海底峡谷外，在大洋盆地中还分布着深海海谷。从大西洋的深层海流（底流）及深海海谷的分布图（图11—17）可以看出，两者的分布大致吻合，它们的延伸与大陆岸线近于平行。洋流的剥蚀作用主要分布在大洋底流分布区，深海海谷是大洋底流的主要剥蚀地形。在冰岛以南的深海海谷中，通过海底摄影曾发现谷壁遭受剥蚀的痕迹。在大西洋近赤道附近的海洋中，大洋底流自西往东流动，横穿大洋中脊，这一段深海谷位置与“罗曼奇断裂带”的位置恰巧一致，无疑此谷具有构造成因，但又受大洋底流侵蚀的改造。

五、海平面的变动与海岸线变迁

海平面是衡量陆地地形的高程和海洋地形深度的基准；是陆上河流的侵蚀基准面；又是影响海陆分布的基本因素。若海平面变动，升高或降低，都必然引起海岸线的变化；也影响到海蚀作用和沉积作用的进行。

海平面除受波浪、潮汐、海流、水温等因素而引起局部和短周期的变化外；还有一些全球性或区域性因素可引起海平面发生较长期的变化。这些因素中主要有地壳升降运动、地球上冰川的消长、海盆容积的变化、地球自转速度的变动等。如第四纪更新世末期的玉木冰期全盛时，由于冰盖面积扩大，大量水转入冰层，全世界海平面曾下降了100—135m。

海平面变动必然导致海岸线变迁。海平面相对上升时，出现海侵，海岸线向大陆推进；海平面下降时，出现海退，海岸线朝海洋后退。

在海平面稳定时，海岸线附近刻下了海蚀痕迹或留下了沉积纪录；当海平面下降，海岸线后退时，它们可上升成陆地；海蚀平台上升成为高出海面的海蚀阶地（littoral terrace）（图11—18）；海滩转变为堆积阶地。当海平面上升，海岸线前进时，原来的滨海区乃至海滨平原都会沉入海下。如现今大陆架上的溺谷、侵蚀面和堆积面，以及陆生动物化石等都是海面上升造成的。



图 11—18　舟山群岛普陀岛海蚀阶地
（沈锡昌摄，1979）

海岸带的海洋地质作用也可以独自改造海岸线，使海岸线前行或后退。海蚀作用加强可使海岸线向大陆推进；沉积作用占优势时则发生海岸线向海洋后退。如黄河自1855年北迁注入渤海后，苏北废黄河口附近海岸从此便出现强烈冲刷，海岸线向陆每年前进100m左右；射阳河口以南的海岸以接受沉积为主，海岸线平均每年向海洋方向推进100m左右。最近百余年来，全球海平面是稳定的、并无明显升降，因此完全可以认为苏北海岸的变迁是海洋地质作用引起的。

第三节　海洋的搬运作用

一、海洋搬运作用的方式

海洋的搬运作用，按搬运方式可分为化学搬运（溶运）和机械搬运两种。

（一）化学搬运作用

海水的化学搬运作用按其搬运方式有呈溶液状态和胶体状态两种类型。以真溶液状态迁移的，主要是Na、Mg、Ca、K、Cl、S等元素的离子或化合物；以胶体状态迁移的，主要是Al、

Fe、Mn、P、Si等元素的化合物。同时，海水对海岸和海底岩石的溶蚀作用，以及其对部分海洋生物遗留的骨骼和硬壳的溶解也可形成相当数量的化学溶解物。这些被溶解物质仍然可分为真溶液搬运和胶体搬运两种类型。影响海水化学搬运能力的主要因素是海水的物理和化学性质（如温度、浓度、氧化还原电位和酸度等），并与海洋生物的作用有密切关系，而与海水运动强度关系不大。

（二）机械搬运作用

海水中处于悬浮状态的碎屑物大部分是由河流和地表径流向海洋输入的；另外，海蚀作用也可以形成一定数量的碎屑物。这种碎屑物可在各种海流中被搬运，其搬运方式可分为悬移、跃移和推移三类，其搬运方式受碎屑物的颗粒大小及海水运动的动力影响。通常细粒的物质（如粘土、粉砂）以悬移方式搬运，粗粒的砂、砾则以推移方式沿海底搬运。但当海水运动的动能较大或水流流速大时，部分原来以推移方式搬运的物质，也可转为以跃移甚至悬移方式搬运。但总的来说，海水运动速度较慢，故搬运力也较小。

二、海水的各种搬运作用

波浪、潮流和海流是海洋搬运作用的主要营力。在滨海及浅海的近岸部分，通常以波浪为主要搬运营力，潮流居于次要地位；在近海有狭窄海道的地区潮流的搬运作用明显；在半深海和深海则以海流的搬运作用为主。

进入海洋的细粒碎屑物，可呈悬浮状态被波浪、潮流和海流等带至外滨以外的海洋中；粗粒碎屑物质则主要靠波浪的能量在浅海（主要在海岸带）被推移。但浊流及部分湍急的海流也可以推移的方式搬运较粗的碎屑物质。

浅水海域中波浪对碎屑物的搬运可分为横向搬运和纵向搬运两种形式。当波浪垂直海岸作用时，碎屑物被推向海岸或移向较深海域，称为横向搬运。横向搬运可表现出良好的分选性，通常粗碎屑物被移向岸边，较细的碎屑物移向海里，更细的碎屑物以悬运方式被运往深水海域（图11—19）。波浪斜向冲击海岸产生的沿岸流会使碎屑物作平行海岸方向的运移，称纵向搬运（图11—20）。这种搬运作用受沿岸流和底流两种作用因素的影响，使碎屑物质呈“之”字形轨迹大致平行海岸移动。其漂运的速度和总的方向取决于波浪的进浪、底流的强度，以及海底坡度、波浪前进方向与海岸线的交角等因素。

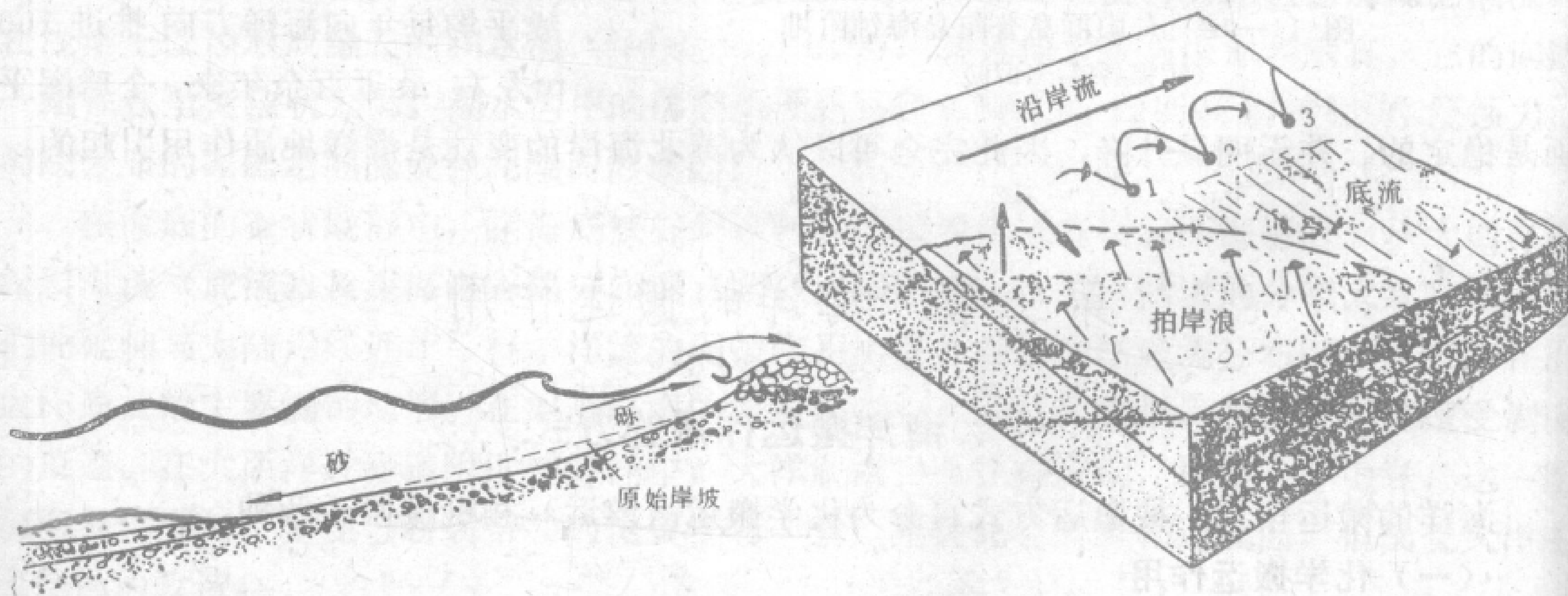


图 11—19 海岸碎屑物的横向搬运及分选作用　图 11—20 斜向波浪作用引起的碎屑物纵向搬运

潮流在海峡、河口湾等水道狭窄的海域及泥滩上的潮水沟，因流速快而具有明显的搬运能力，潮流将细粒物质运移，使这些地方的底质比周围地区显得更粗糙。

海流是深海区的主要搬运营力，因其流速较小，通常以悬运及化学搬运为主要搬运方式，表层海流可将陆源悬浮物和有机悬浮物运往深海。此外，随海流漂移的冰山也可以把大陆冰川的冰碛物带至深水海域。当大洋底流流速较大时，也可以搬运一些粉砂和砂质碎屑物。

第四节　海洋的沉积作用

海洋是地球上最广阔的积水盆地，因而海洋的沉积作用具有重要地位。

一、海洋沉积物的来源

1．陆源物质　海洋沉积物主要来源于大陆（以河流搬运物为主，其次为风的搬运物），因而称陆源物质。其次是来自海蚀作用的物质，极少量是火山喷发物、冰山载运物和宇宙坠落物。沉积物中以碎屑物的数量最多。

据统计全世界每年进入海洋的陆源物质超过2×10^{10}t。其中绝大部分是由河流输入的，其他方式输入的仅占少数。如黄河输入的泥沙每年约为16×10^{8}t。

风从干旱地区卷起的尘土，可随风漂向海洋，据估计每年全世界落入海洋的风运物约16×10^{8}t。全球海岸线总长约44×10^{4}km，其中约有25×10^{4}km为海蚀作用占优势的地段，总剥蚀量约等于河流输入量的1％。

2．海洋源物质　海洋生物的遗体，在海洋中形成的化学物质等统称海洋源物质。海洋生物的分布与海洋的深度及地理位置有关。如前所述，浅海的生物数量多，约占海洋生物总量的80％，而在深海区生物仅占总量的1％。大陆边缘海，暖流流经海域及寒、暖流汇合地段，因海水中营养物多，生物相当繁盛。由于生物具有区域分布的特点，因而海底生物遗体的堆积也有明显的地域差别。

海水对海底基岩进行的风化、溶蚀作用，也是海洋沉积物的物源之一。如海底玄武岩经风化和溶蚀作用后可提供SiO_2、Fe、Mg等元素和化合物；大陆准平原化后，若沉入海底，覆盖其上的风化壳中Fe、Mn、Al等元素也可部分溶入海水中。

3．火山和宇宙物质　喷至高空处的火山灰可飘扬几千公里。全世界一年约有3×10^{9}t火山喷出物落入海洋。宇宙尘的数量虽少，但在深海沉积物中也可以发现。

海洋的沉积作用是受海水运动、海底地形、海洋生物以及海水的物理 化学性质等因素的影响，在不同的海洋环境，沉积作用和沉积物有它自己的特点。

二、滨海的沉积作用

滨海区的海水动荡、潮汐和波浪作用交替进行，地面时而出露，时而又被淹没。潮汐和波浪不仅可以侵蚀海岸岩石，同时还可搬运大量陆源碎屑物至海湾和平直海岸较为平静的海域中沉积下来。滨海沉积以陆源碎屑物为主。碎屑物因经反复的搬运和磨蚀，其磨圆度及分选性都较好。生活在滨海的坚壳或钻孔生物，它们的贝壳常被浪击成碎片并混杂于碎屑物中沉积。通常只在特殊条件下滨海区才出现化学沉积。滨海碎屑沉积可形成海滩、

沙咀和沙堤、潮坪、泻湖等环境，并具有不同沉积特点。

（一）海滩沉积

（海滩（beach）是由沉积物堆积而形成的平坦海滨地带。根据其主要组成物质分为砾滩、沙滩、泥滩三类，其分布特点取决于碎屑物的来源和海水运动的动力状态。

1．砾滩　砾滩（pebble beach）多分布于山区河流的河口区或陡峭的海岸附近，砾石多来自海岸及其附近的岩石，经过反复磨蚀具有良好的磨圆度（图11—21）。其形状多呈扁圆形或球形，扁圆形砾石常具定向排列，其扁平面倾向海洋，长轴大致与海岸线平行。

2．沙滩　沙滩（sand beach）分布最广，在海湾及平直海岸均可形成，部分沙滩是在波切台上发展形成的；也有些是沉积作用形成的。由于波浪的长期作用，砂粒的分选性和磨圆度均较好，其成分比较单一，以石英砂为最常见。其成分有时与周围的岩性有密切关系，如夏威夷沿岸沙滩上的“黑砂”来自附近的玄武岩；我国南海某些沙滩上的白色钙质砂则来自生物碎屑。由于浅水波浪底部水质点的摆动，或因底流和潮流的单向流动影响，可使潮间带中的砂质沉积物表面形成波状起伏的波痕（ripple-mark）。潮间带的波痕常为不对称波痕，浅海带的波痕则为对称波痕。此外，还常可发现泥裂、雨痕、足迹、流痕等动力地质痕迹。这些痕迹可作为鉴别滨海环境的重要标志。

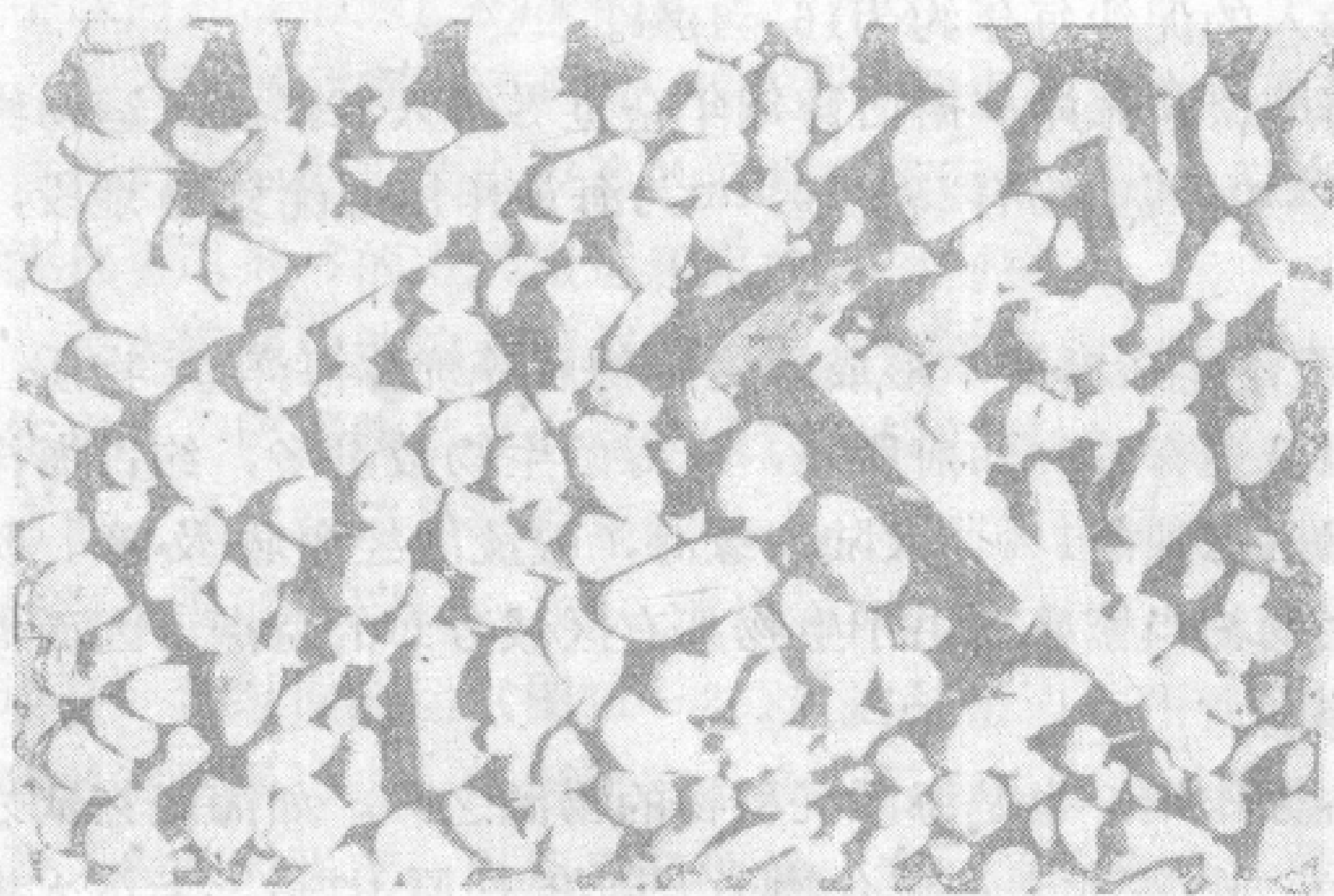


图 11—21　舟山群岛普陀岛的砾石滩
（沈锡昌摄，1979）

3．泥滩　泥滩（mud beach）是由粘土或粉砂为主要组成物质的海滩。它多分布于以潮汐作用为主的平缓海岸或海湾，河流或海流携带的粘土质、粉砂质被涨潮潮流带至地形平缓、波浪作用微弱的海岸地带，并在落潮前的间隙沉积而成。由于落潮时水流多汇聚于潮沟附近并流回海里，水流较湍急，造成泥滩上沉积物粒度具有自陆向海由细至粗的趋势（图11—22）。

水动力状况的差别是形成不同类型海滩的重要因素之一。如舟山群岛的普陀岛，其东岸朝向外海，因无屏障，所以风浪大，使该岸的海滩以砾滩、沙滩为主；而西岸则因风浪小，地势平坦，泥滩广布（图11—23）。

（二）沿岸堤、沙坝和沙咀沉积

1．沿岸堤　沿岸堤（beach ridge）是在高潮线附近，由波浪引起的泥砂横向移动形成的大致平行海岸的堤状地形。它通常是由粗大的碎屑物、海生贝壳碎片和重矿物等碎屑组成；常发育着双倾向、缓倾斜的交错层理。按其主要组成物质成分分别称为沙堤、砾石堤、贝壳堤等。当滨海沉积量增多，海岸线向海推进，沿岸堤远离高潮线时，即成为古沿岸堤。古沿岸堤是确定古海岸线的标志，如天津至渤海湾的海滨平原上即有四条与现代海岸线大致平行的贝壳堤，它反映了全新世以来天津附近海岸线变迁的特征。

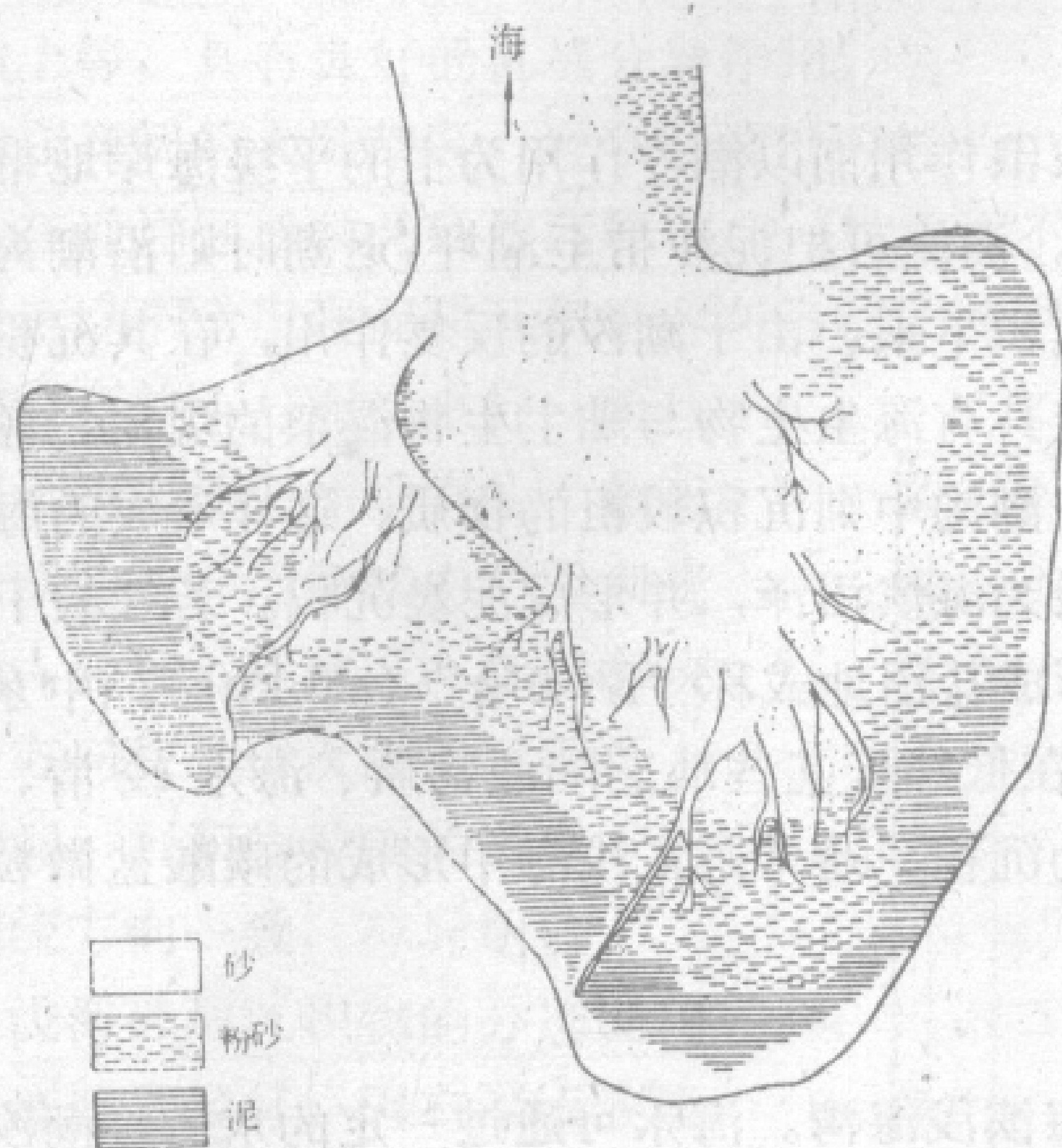


图 11—22　泥滩沉积物粒度的平面分布

（据 H.E.赖内克，1971）

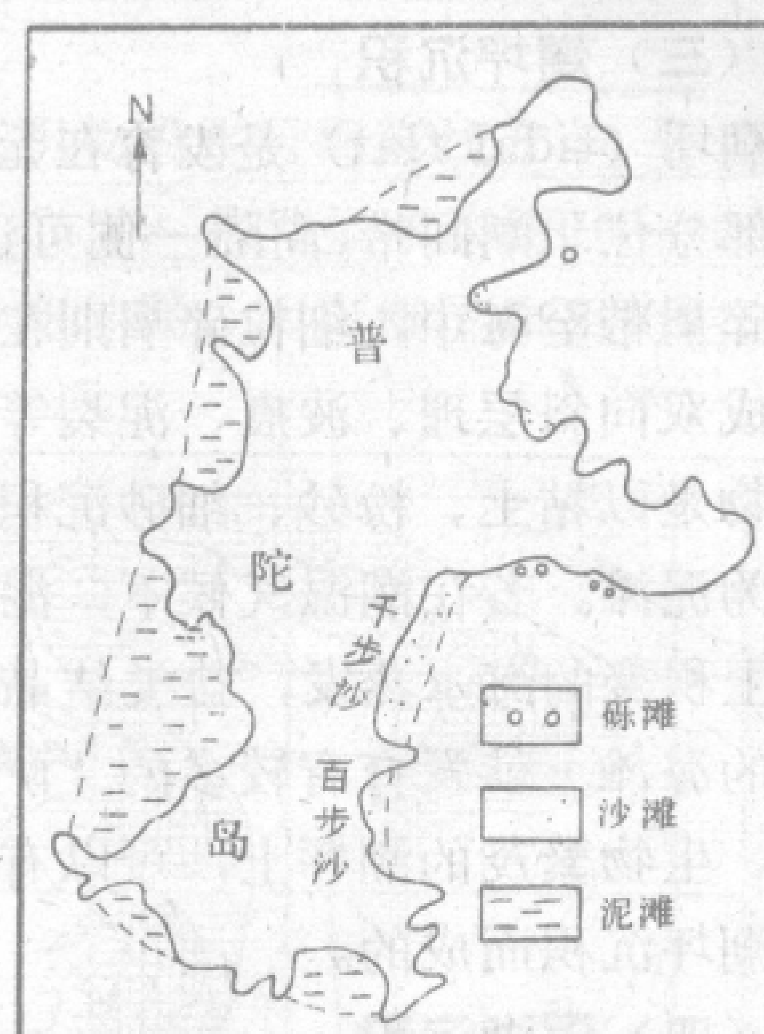


图 11—23　舟山普陀岛海滩类型的分布

（据 沈锡昌1981，简化）

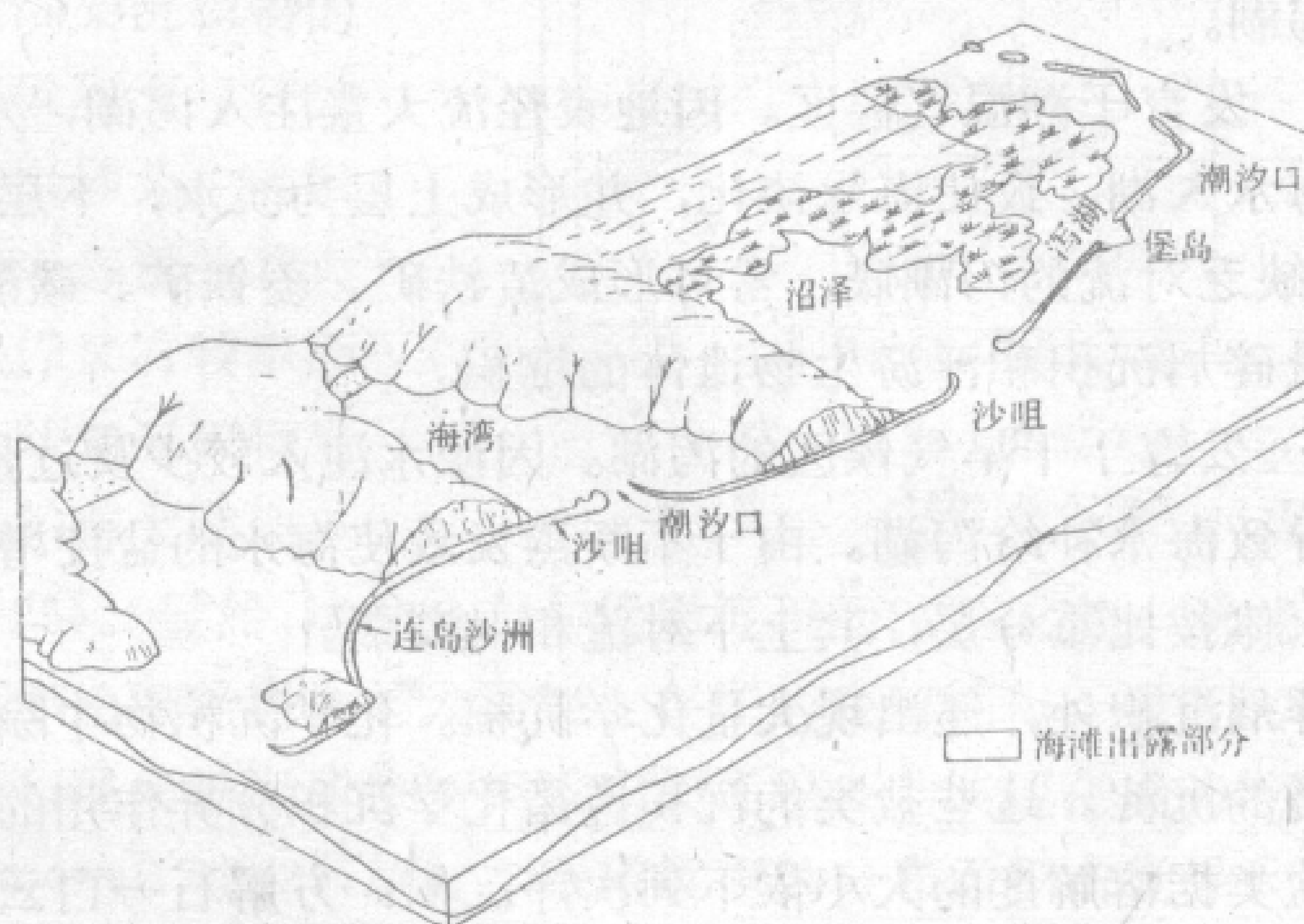


图 11—24　沙咀、泻湖、堡岛和连岛沙洲

（据 R.F.Flint等，1977）

2．沙坝　沙坝（barrier）是离岸有一定距离、平行海岸、由砂质沉积物组成的垅岗地形。其顶部可露出海面或被淹没。被淹没的称水下沙坝（underwater barrier）。沙坝是当波浪向海岸推进，因与底流相遇或因波能减弱时，使所挟带的砂粒堆积下来形成的。

3．沙咀　沙咀（spit）是在海湾外由砂粒组成的。其一端与陆地相连，尾部伸入海中的垅岗地形。沙咀是当沿岸流由海岸岬角部分进入海湾，因水域变宽，流速下降，使所挟带的砂粒堆积下来而形成的。其尾端因波浪的折射而成弧形。台湾西海岸面向澎湖水道的毗邻地区，沙咀较发育。当岸外有岛屿时，岛影区因波能变弱出现沙咀沉积，沙咀延伸可使岛屿与陆地相连，形成连岛沙洲（tombolo）（图11—24）。如山东烟台附近芝罘岛的连岛沙洲长7.5km，北戴河也有小型连岛沙洲。沙咀延伸或沙坝露出海面，形成一个与

外海半隔绝的海域称泻湖（lagoon）。

（三）潮坪沉积

潮坪（tidal flat）是发育在无强烈的波浪作用而以潮汐作用为主的平缓海岸地带。它主要部分位于潮间带，向陆一侧可达潮上带。潮流可把泥沙带至潮坪，退潮时则沿潮沟把较粗的碎屑带至海中，细粒碎屑则在潮坪上堆积下来。由于潮汐的反复作用，在其沉积物中可形成双向斜层理、波痕、泥裂等，潮坪上具有海生生物与陆生生物混杂的现象。潮坪的沉积物是以粘土、粉砂、细砂沉积为主，在潮沟中则沉积较粗的物质。这样形成的海滩，也称为泥滩。若在潮湿气候下，泥滩可发展为海滨沼泽，并形成泥炭沉积。若气候干旱，因滩上积聚的海水蒸发，盐类结晶沉淀，形成盐沼地或称"萨布哈"（sabkha）。中东海湾地区的海滩上就发育有较多的"萨布哈"。在低纬度某些缺乏陆源物质、海水较清、气候温暖、生物繁茂的潮坪上，可以有碳酸盐的沉积、通常是在浅海中形成的碳酸盐微粒被搬运至潮坪沉积而成的。

（四）泻湖沉积

泻湖(lagoon)是被沙坝、沙咀隔离的海滨浅海湾。海水可通过一定的水道（潮汐口）与广海半流通，或在高潮时越沙堤灌入。气候对泻湖水体的物理化学状况影响很大，淡水补给或正常海水补给相对量的差别，可以使泻湖中的海水的盐度不正常，发生淡化或咸化，据此可划分为两类泻湖。

1．淡化泻湖　　发育于潮湿气候区。因地表径流大量注入泻湖，水面高于外海海面，仅在高潮时有少量海水入湖，致使海水淡化，并形成上层为淡水，下层为咸水的双水层结构（见第一节）。在缺乏对流的泻湖底，常可形成黄铁矿、菱铁矿、碳酸钙等化学沉积；与此同时，还有大量碎屑沉积和浮游生物遗体的堆积。

2．咸水泻湖　　发育于干旱气候区的泻湖。因淡水注入较少及过量的蒸发，湖水面常低于海面，因而导致海水补给泻湖。由于不断蒸发致使海水的盐度增加而咸化。咸水因比重大而下沉，使水体按比重分层，其上下对流相对减弱。

咸化泻湖中除碎屑沉积外，还出现大量化学沉积。化学沉积物中除碳酸盐外，主要是形成溶解度大的盐类的沉淀。这些盐类的沉积遵循化学沉积分异作用的规律，当湖水盐度由小变大时，各种盐类据溶解度的大小依下列次序沉积：方解石→白云石→石膏→芒硝→石盐→钾盐→光卤石；以上沉积顺序可简化为碳酸盐→硫酸盐→氯化物。

三、浅海的沉积作用

浅海的海水深度小、海底平缓、离大陆近、生物繁茂，它是海洋中最主要沉积区。无论沉积物数量及沉积作用的类型都居各海洋环境分区之冠。古代海成沉积岩中绝大部分为浅海沉积。

（一）碎屑沉积作用

浅海碎屑沉积物主要来源于大陆，部分来自滨海。沉积物中砾石较少，以砂质和泥质为主。

影响碎屑沉积作用的因素首先是碎屑物的来源、数量以及其粒度。如山东半岛南侧古黄河口附近的海域，因黄河带来大量的粉砂和粘土在此沉积，使得附近浅海沉积物以泥质为主。海流、潮流的流速也对浅海碎屑沉积有重要影响。碎屑物在被推移和悬移过程中与

河流沉积类似，沿水动力强度减弱的方向会按颗粒大小发生分选，依次沉积砾、砂、粉砂和粘土等，具有良好的机械分异作用。

在开阔的大陆架区，通常以波浪分选为主，碎屑沉积物沿平行海岸线方向呈带状分布。在近岸区通常为砂质沉积带，一般宽度不大，仅几公里，其外缘水深约20—30m。这个深度以下常出现泥质沉积带。在海峡及其它强潮流分布地段，因以潮流作用为主，沉积带的分布并不与海岸平行，而且是与潮流的流向相垂直的。如在西北欧的圣乔治海峡中，因潮流较强，侵蚀近岸地区，在朝海峡开口方向往外依次沉积了砾石、砂和泥，沉积物粒度的递变方向与潮流方向一致，分异明显。

浅海碎屑沉积物的分选性和磨圆度通常较好。因有深水波浪影响，可形成对称的波痕，发育斜层理，并可形成清晰的水平层理。

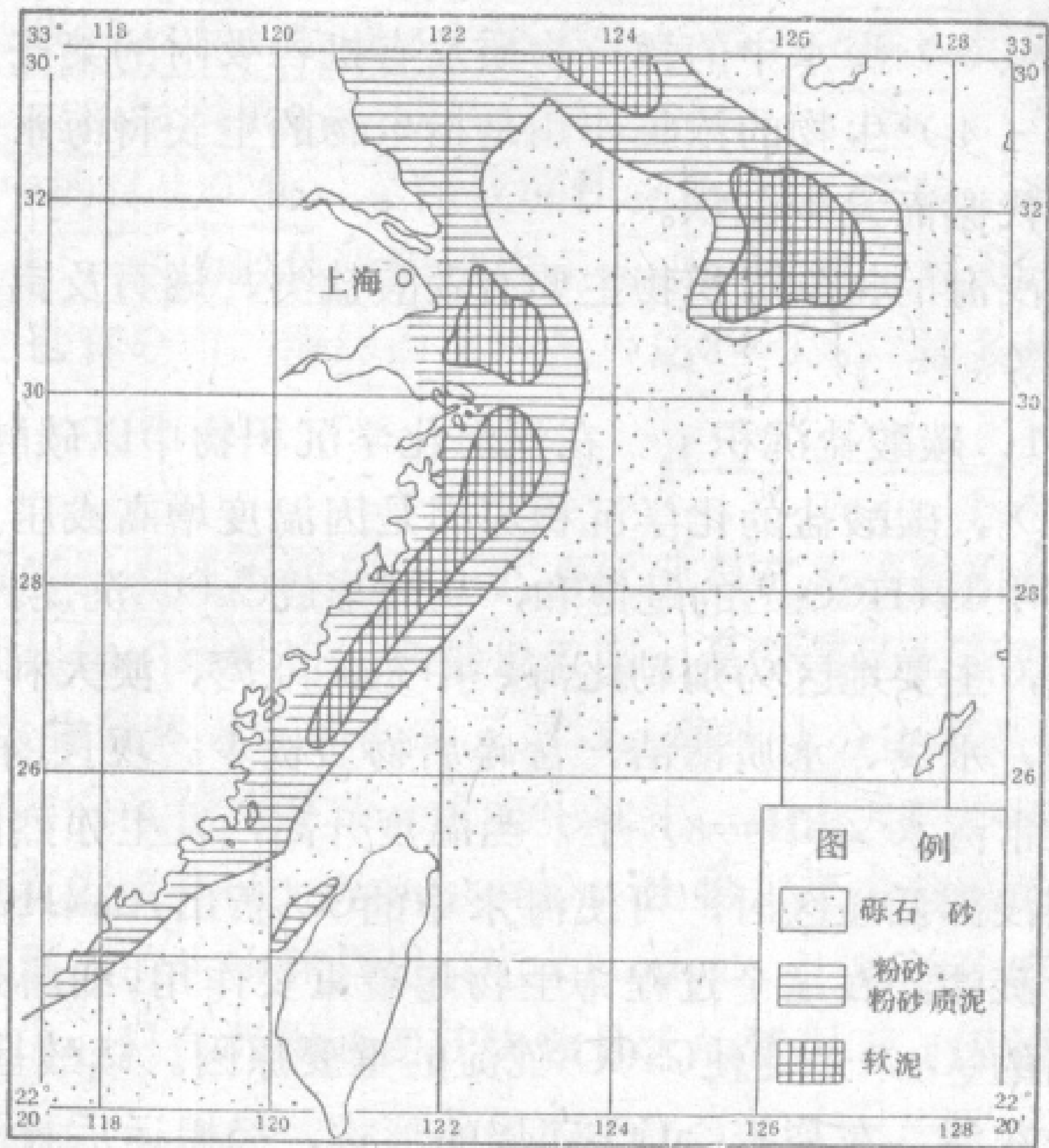


图 11—25　东海大陆架沉积物分布略图

（据 秦蕴珊等，1978）

在研究现代大陆架沉积物的分布特点时，往往发现离岸较远的外陆架上广布着以砂为主的粗粒碎屑物；内陆架上却覆盖着大片粉砂和淤泥，近岸又有较窄的粗碎屑物分布。大陆架沉积物呈带状分布的特点在东海大陆架上也有反映（图11—25）。显然，这种分布与近岸沉积的粒径较粗、远岸较细的传统概念不符。现已查明，远岸的粗碎屑物是大陆架上存在的残留沉积。残留沉积（relict sediment）是指大陆架上那些与现代浅海环境不相适应的沉积，是该地在成为浅海以前形成的沉积物。据埃默里（Emery，1952）统计，残留沉积的分布面积占世界大陆架面积的70%。

滨海和浅海的碎屑沉积物中常可发现由比重较大的有用矿物质组成的砂矿，它们也是残留成因形成的。如印尼和泰国内陆架上的砂锡矿即位于掩埋河谷中。

（二）化学沉积作用

浅海区是化学沉积和生物化学沉积的有利环境，在形成各类化学沉积物的同时还形成了各种沉积矿产。现代浅海化学沉积主要发育于低纬度（南北纬30°之间）陆源碎屑来源少的海域。地史时期浅海区曾发生过大量的化学沉积，在湿热气候条件下与准平原化的大陆毗邻的浅海区，是最有利于化学沉积和生物化学沉积的古地理环境。自然界纯粹的化学沉积较少，多半有生物作用的影响，故也可称为生物化学沉积作用。

海水的物理和化学性质是影响化学沉积的重要因素。海水的盐度、酸碱度、温度、压力、氧化还原电位的变化都会影响到化学沉积作用的类型和强度。在有利于化学沉积的条件下，各种可溶性化合物的沉积顺序则受其溶解度的影响（前已述及）。

海水中主要可溶性化合物的溶解度按顺序为：$Al_2O_3 < Fe_2O_3 < MnO_2 < SiO_2 < P_2O_5 <$

$CaCO_3 < CaSO_4 < MgSO_4 < NaCl < KCl < MgCl_2$。

海水化学沉积作用的主要方式有：

（1）以离子状态溶于海水中，并以真溶液状态被搬运的化合物（如K、Na、Ca、Mg等元素的化合物），当溶液达到过饱和时发生沉积；

（2）胶体溶液状态运入的化合物（如Al、Fe、Mn等元素的化合物）是以胶体电解质中和，发生凝聚的方式沉积；

（3）海水中的微粒物质及有机物吸附的某些金属元素，随微粒沉积而沉积；

（4）生物的浓集作用是指生物的生长将海水中的某些元素浓集于躯体内，随生物的新陈代谢而发生沉积。

浅海的化学沉积物主要有碳酸盐类、燧石及铝、铁、锰的氧化物和氢氧化物，以及胶磷石等。

1．碳酸盐沉积　在浅海化学沉积物中以碳酸盐类为最多，其主要成分是$CaCO_3$和$MgCO_3$。碳酸盐的化学沉积原因是因温度增高或压力降低，使海水中CO_2含量减少，导致海水中$Ca(HCO_3)_2$的过饱和，从而形成$CaCO_3$沉淀。现代浅海碳酸盐主要分布于南北纬30°之间，主要地区为加勒比海、中东波斯湾、澳大利亚西海岸和我国南海。上述地区的气候温暖、水浅、水质清洁，含碎屑物质极少。现代的热带海水中$CaCO_3$已基本呈饱和状态，在正常海水（pH=8）中，当温度升高，发生强烈的蒸发作用时，或海水由深部高压区上升至浅部低压区时，可使海水中的CO_2析出，$Ca(HCO_3)$转变为$CaCO_3$形成细粒碎屑状（灰泥）沉淀。在这个过程中生物起着重要作用，细菌死亡后产生的$NH_3 \cdot H_2O$和藻类光合作用放出的CO_2，是促使$CaCO_3$沉淀的重要原因。碳酸盐类（包括含$CaCO_3$的生物碎屑）沉淀后常呈灰泥、灰屑等$CaCO_3$碎屑的形式，经搬运后再沉积。故石灰岩等碳酸盐类岩石常具碎屑结构。在海水动荡的条件下，$CaCO_3$以一定的质点（生物碎屑或岩屑）为核心呈同心圆状生长，形成鲕粒状沉积物，成岩后形成鲕状石灰岩（oolitic limestone）。未固结的灰泥，若被浪冲碎并搓成扁长形团块，被后沉积的灰泥胶结时，可以形成竹叶状灰岩。

当浅海既具备沉积碳酸盐沉积条件，又有一定量的陆源碎屑供应时，就出现近岸以碎屑沉积为主，远岸则以碳酸盐沉积为主的分异现象。如南海北部的广东沿海大陆架上的沉积物自浅水往深水，碳酸盐的含量由<10%增加到60%。

2．硅质沉积　海水中的SiO_2除来自大陆（呈胶体状态搬运的）以外，海底火山喷发、生物的生命活动等都会造成SiO_2的局部富集而沉积下来，当海水中的SiO_2达到足够的浓度时，常以胶体凝聚的方式沉淀，并以水温较低，海水处于偏碱性环境最为有利。SiO_2的胶凝体形成非晶质矿物蛋白石（$SiO_2 \cdot nH_2O$），并进而形成燧石（silex）。

3．铝、铁、锰沉积　海水中的Al、Fe、Mn等主要来自大陆。大陆上湿热气候区化学风化作用彻底时，Al、Fe、Mn可以胶体状态随地表径流迁入毗邻的海洋中，通常在近岸地带以胶体凝聚方式沉积，或受碎屑吸附包裹于其表面沉积。近岸地区因海水动荡，易形成鲕粒状结构，鲕粒加大可形成豆状或肾状结构。海成铝土矿由铝的氢氧化物组成，其成分中50%为Al_2O_3。Al_2O_3主要沉积于浅海近岸地带，但在滨海、泻湖环境中亦可形成。浅海中形成的铁质沉积物主要由赤铁矿（Fe_2O_3）和褐铁矿（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）组成；锰质沉积物主要以氢氧化锰（水锰矿、硬锰矿）的形式出现。据研究，铝、铁、锰虽然都在与大陆湿热气候区毗邻的浅海近岸地带沉积，但一般铝质沉积位置离岸更近。但铁、铝这种沉

积分异现象并非截然的，它们在沉积范围上常有一定的交替或重叠。

4．磷质沉积　磷主要以HPO_4^{2-}形式存在于海水中，部分则以碎屑状悬浮于海水中。表层海水中含磷量较低，难以沉积。磷的富集与生物作用有关，富含磷质的生物死亡后，尸体下沉至深部，磷质析出使某些海域的深层海水富含磷质，富含磷质的低温海水随上升流自大陆坡上升至浅海后，因压力减小、温度升高和CO_2含量降低，使磷以磷酸钙〔$Ca_3(PO_4)_2$〕的形式沉淀，形成胶磷石。胶磷石可与其它沉积物共同组成磷灰岩。当磷达到一定含量，并具一定规模时便形成磷矿床。我国南方某些地区的寒武系底部的含磷沉积层，即可形成大型磷矿床（如湖北荆襄磷矿、云南昆阳磷矿）即属此类矿床。

5．海绿石沉积　海绿石是海洋中的自生矿物，是海成沉积物的标志矿物。海绿石是一种绿色粘土矿物，是由海水中硅、铝、铁的胶体吸附钾离子而成。我国东海大陆架外缘常在沉积物中发现海绿石，大陆坡上也有分布。海绿石含钾量可达2—9%，量多时可作钾肥开采。

（三）生物沉积作用

生物除通过产生气体，分泌有机质等影响沉积作用外，其遗体本身可构成沉积物。浅海区生物繁盛，因而生物沉积量多。沉积物中有机质的含量也较高，是深海的2.5倍。

1．介壳石灰岩和生物碎屑岩　生物硬体可直接构成沉积物。硬体成分主要是钙质，其次为硅质和磷质。其硬体沉积时可与其它沉积物混杂，或集中堆积。如由大量底栖生物的贝壳与灰泥混杂沉积，可形成介壳石灰岩（shelly limestone）；生物贝壳或骨骼的碎片可与碎屑沉积物或其它化学沉积物混杂形成的生物碎屑岩（bioclastics）。生物软体容易分解，通常形成有机质分散在其它沉积物中，只在沉积速度较快数量大的情况下，因被迅速掩埋才可大量保存，并可能转化为石油。

2．生物礁　生物礁（organic reef）是指在海底原地增殖、营群体生活的生物（如珊瑚、海藻、苔藓虫、层孔虫等造礁生物）的骨骼、外壳的堆积物，以及这些生物通过造礁作用，促使水中某些矿物质沉积物的堆积。造礁生物往往是以固着增生的方式，可与其它沉积物在海底形成呈隆起状的堆积体。生物礁中以珊瑚礁（coral reef）最常见。珊瑚礁形成的礁灰岩（reef limestone）多孔，礁灰岩的空隙仍可达30%，是储藏石油和天然气的良好场所，世界上已知有12个大油田的储油岩石是礁灰岩，近年还发现古珊瑚礁是形成层状多金属矿床和锰、铝等矿的有利场所。

珊瑚是一种海生腔肠动物，它固着在海底基岩上营群体生活。珊瑚骨骼是由软体分泌形成的，其成分是碳酸钙。珊瑚生活在温暖清澈海水中，对生活环境的要求严格。现代珊瑚主要分布在南北纬30°之间的热带浅海。最适合它们生长的地区是水温25℃左右、自低潮线至水深20m的浅海海底。因为那里阳光充足、营养丰富，海水的盐度适中（海水盐度在34—36‰时最适合生物生存），过淡或过咸的海水都对珊瑚发育不利，甚至会引起其死亡。海水混浊也会抑制珊瑚的繁殖，如海南岛沿海普遍有珊瑚繁殖，但在万泉河口因有混浊的淡水注入，因而河口附近的海域没有珊瑚繁殖。

珊瑚礁通常由礁核、礁前、礁坪三部分组成（图11—26）。礁核是礁体的生长带，是珊瑚成长发育的地点，位于潮下浅水处；礁前位于礁体朝海一侧，由礁体被风浪冲击破碎形成的碎屑构成；礁坪是礁体靠岸一侧平坦的堆积带，通常堆积分选较好的生物碎屑。

按照珊瑚礁与海岸的关系，可分为岸礁、堡礁和环礁（图11—27）三类：

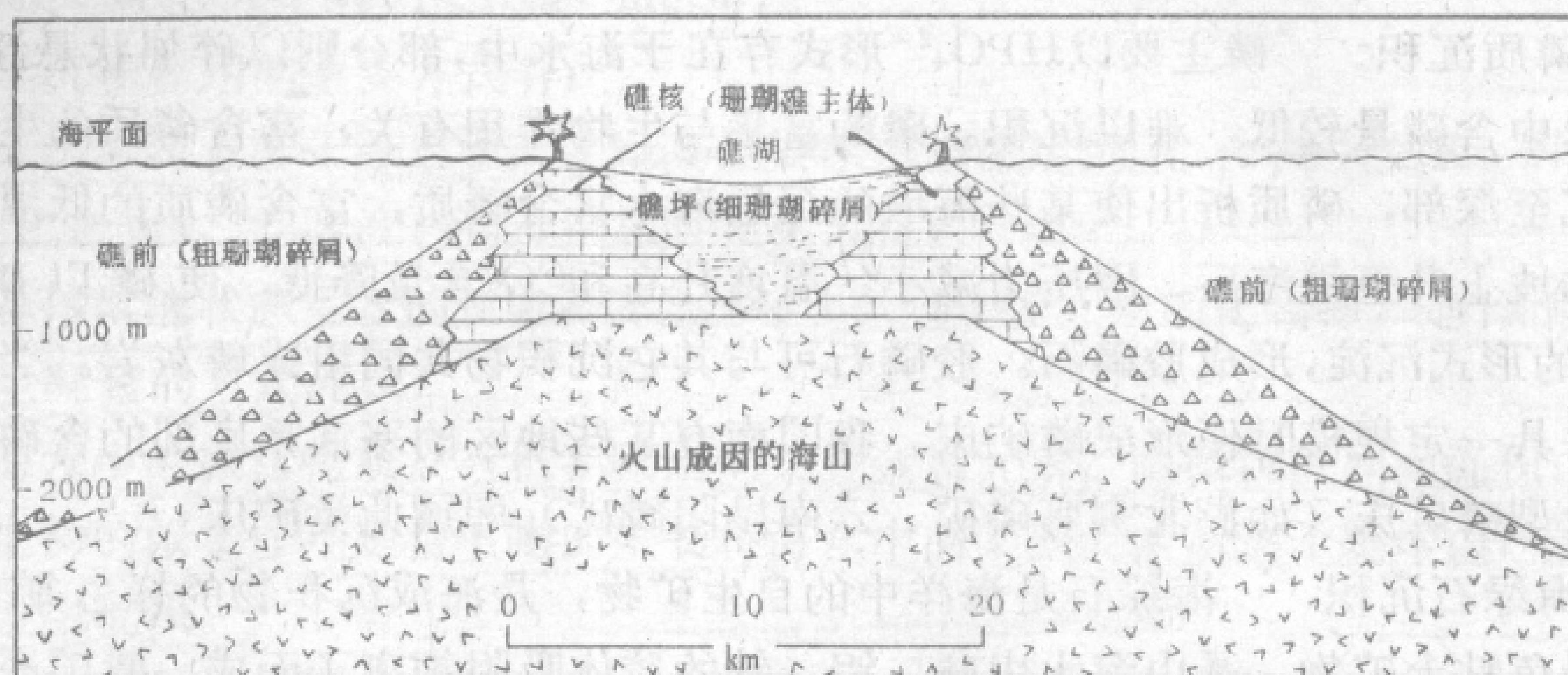


图 11—26 珊瑚礁的构成

岸礁 岸礁（fringing reef）分布在海岸边，沿岸也呈带状分布，多发育于陡峭海岸附近，与海岸之间有一较窄的水道分隔。现代最长的岸礁分布在红海沿岸，长约2700 km，向海一侧向水下延伸达40m。

堡礁 堡礁（barrier reef）离岸较远，平行海岸分布，与海岸间有一较宽的水道，有时则有泻湖分布，多发育于平缓的海岸。现代最大的堡礁是澳大利亚东北岸的"大堡礁"，长达2000km，向岸外延伸达50—145km。古代已知最大堡礁是美国新墨西哥州与得克萨斯州之间的二叠纪盆地中的"船长礁"，其厚度达360m以上，长可达644km，其埋藏地下部分已找到油气藏。

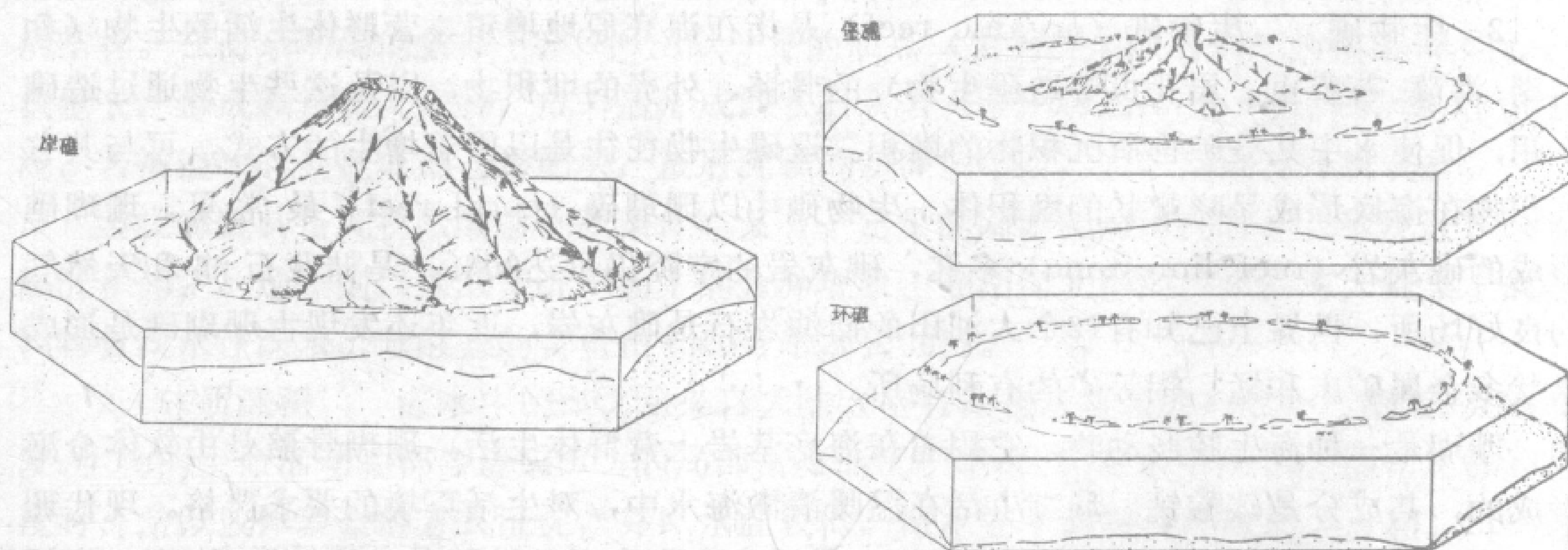


图 11—27 岸礁、堡礁和环礁

（据 D.Sayner，1977）

环礁 环礁（atoll reef）围绕海底较大隆起的边缘生长，连接成环状，中央部位多凹下成泻湖。多出现于外滨广海中，现代在太平洋、印度洋及我国南海中均有发育。墨西哥已发现白垩纪的大型环礁。

四、半深海的沉积作用

半深海是水深 200—2000m 的海域，是浅海至深海海底过渡的斜坡地带。大陆坡并非

平坦的斜坡，它的地形崎岖，常发育有海底峡谷（submarie canyon)。波浪已不能影响其海底，海流底流是其主要的地质营力。在海深400—500m以上阳光能及的地带有大型软体动物存在，更深处则以放射虫、有孔虫、海百合为主，这些生物为半深海沉积作用提供了物质来源。

半深海离大陆较远，一般粗粒的碎屑物较难搬运到这里，故其沉积物通常以陆源泥质成分为主，也可有少量化学沉积和生物沉积。在浊流和海底地滑发育区，浊流等可将浅海的粗碎屑物及部分碳酸盐运进本区；局部有冰川碎屑和火山碎屑的沉积。

半深海分布最广的沉积物是软泥（ooze)，有蓝色软泥、红色软泥和绿色软泥三类；其他有珊瑚及生物碎屑、火山碎屑、冰川碎屑和浊积物。

1．蓝色软泥　　这种沉积物广布于大陆坡，呈蓝黑、深蓝或浅蓝色，有硫化氢味，成分以粘土和粉砂为主，生物成因的碳酸盐约占10%，常见黄铁矿。蓝色软泥以其特有的颜色、气味和矿物，表明它是在还原环境中形成的，通常形成于弱海流或无海流的半深海海域。

2．红色软泥　　它的分布局限于热带、亚热带的海岸以外，如南美亚马逊河口外，中非一些大河口外，我国长江口外等，大陆上的红色风化产物被搬入半深海，使这里的软泥成为红色。

3．绿色软泥　　它主要形成和分布在大陆架和大陆坡的接壤地带，其特征是含有较多的海绿石矿物，致使软泥呈绿色。软泥中除海绿石外，还有少量石英、云母和碳酸盐矿物。

4．其它沉积物

珊瑚碎屑沉积广布在低纬度区的大陆坡上部，由珊瑚砂和珊瑚泥组成。珊瑚碎屑多来自大陆架边缘的堡礁。

火山碎屑堆积多发育在火山作用强烈地区附近的海域。

冰碛物主要在高纬度海区由冰山带入半深海中沉积。

浊积物发育于海底峡谷，因该地段地形陡峻，沉积物受重力流的影响，常发生滑坍作用，形成具有各种扭曲，揉皱的沙层和泥层交互的堆积层，有时含有一些形态不规整的大小石块，因而常被称为滑坍浊积物（fluxo turbidites)。

五、深海的沉积作用

深海水域辽阔（是指水深2000m以下的海域），是海洋的主体部分（约占海洋面积的四分之三)。深海海底地形复杂，海水运动一般不强烈，以缓慢流动的洋流为主，不仅机械作用微弱，化学作用也很缓慢。由于离大陆远，通常陆源物质稀少，浮游生物遗体的堆积占重要的地位，成为深海堆积的重要特征。整个海区的沉积速度缓慢，平均为0.1—10cm/ka。深海沉积物分深海陆源沉积物、深海生物源沉积物和深海粘土（褐色粘土）三大类，近年还发现有大量锰结核和多金属软泥等，其分布见图11—28。

（一）深海陆源沉积物

深海陆源沉积物包括浊积物、冰川沉积物和风运物等。

1．浊积物　　浊积物主要由具有浅水沉积特征的深海砂组成。大量浊积物以深海扇（sea fan）的形式堆积在大陆裙上，少量进入深海平原；深海扇的沉积物厚度大，深海

平原的沉积物一般厚度小。

2. 冰川沉积物　　高纬度海上的冰川和海冰一旦融化，即可将冰运物散布在海底。量多时可形成海洋冰川沉积物。它多环绕两极分布，以南极附近的分布面积最大。其特征与大陆上的冰碛物基本相同，但混有海洋生物（如硅藻等）的遗体。其堆积量则随离大陆距离增大而减小，而硅藻体的数量却相对增多。

3. 风运物　　风运物以泥质为主，其组成成分主要为石英、长石。风运物的分布与气候带有关，一般量小，多与其他类型沉积物混杂，但局部地区含量可高达30%以上。深海沉积的碎屑物中，尚有宇宙来源的物质，如陨石等，但数量极少。

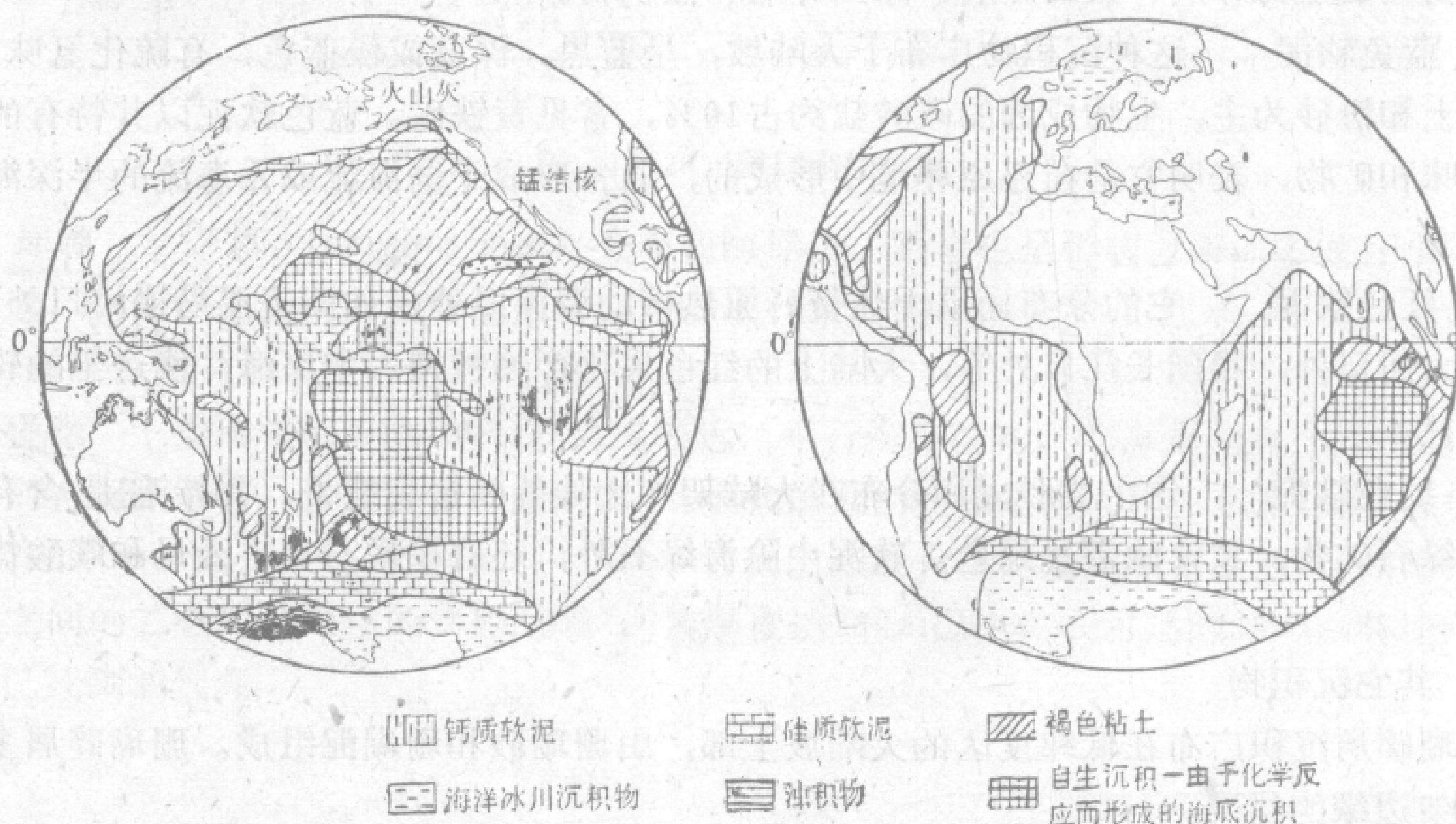


图 11—28　全世界深海沉积物的分布
（据 谢帕德，1973）

（二）深海生物源沉积物

深海生物源沉积物以生物软泥为主，软泥中生物组分的含量超过50%，或某生物群组分超过30%。能形成大量堆积的生物有硅藻、放射虫、有孔虫、抱球虫、翼足虫和颗石藻。生物软泥按化学成分分成硅质软泥和钙质软泥两类。

1. 硅质软泥（siliceous ooze）　　主要由硅藻和放射虫构成。它们都是硅质浮游生物，在其遗体下沉过程中，大部分溶于海水，只有少量到达深海底。

（1）硅藻软泥（diatom ooze）　在湿时呈淡黄色，干时呈白色，疏松，孔隙大，比重小。主要分布在高纬度海洋冰川沉积物的外围，占硅质软泥分布面积的四分之三。

（2）放射虫软泥（radiolarian ooze）　　由暗灰色放射虫残骸与棕色粘土混合而成，堆积于氧化环境，主要分布在太平洋赤道附近碳酸钙沉积物少的海底。

2. 钙质软泥（calcarecous ooze）　　主要的化学成分是碳酸钙，其平均含量达65%。深海沉积的碳酸盐有75%分布在钙质软泥里，其余分散在硅质软泥和深海粘土中，少量以浊积物形式存在。钙质软泥主要分布在热带、亚热带海域水深小于5000m的海底。由有孔虫、翼足类和颗石藻等含钙质的生物遗体构成其主要成分。

（1）有孔虫软泥（globigerina ooze） 也称抱球虫软泥。有孔虫的壳体由方解石组成。有孔虫以浮游生活为主，底栖生活的极少。有孔虫软泥主要由有孔虫壳体组成，呈乳白色，分布广，约占洋底面积的三分之一。

（2）翼足类软泥（pteropod ooze） 在深海中的数量低于有孔虫，壳体由文石（$CaCO_3$）组成。分布面积小，呈斑状散布在有孔虫软泥区，多见于水深小于3000m处的海底。

（3）颗石软泥又称白垩软泥。颗石（或名球石）是颗石藻上的鳞屑，当颗石含量占软泥总量的30%以上时，成为颗石软泥。

（三）深海粘土

深海粘土即褐色粘土，曾称红色大洋粘土或红粘土（red clay）。褐色粘土质纯、粒细，粘土组分占80%以上，有机质很少，其中夹有大量锰结核。褐色粘土分布广，仅次于有孔虫软泥。它分布在远离大陆的大洋，三大洋中以太平洋最多，占太平洋底面积的49%。广布于水深4500m以下的海底，在各类沉积物中其分布深度最大。

深海粘土的成因尚无定论，有人据其分布在深度最大的海底，推测它是钙质软泥下沉过程中碳酸钙的成分已被溶掉，由留下的不溶组分形成的；另一种意见根据深海粘土中的铁、锰、钴、铜、铅等金属元素含量高于其它深海沉积物，并从中找到了火山灰、陨石碎片等的事实，认为它应是宇宙成因或火山成因的。

（四）锰结核

锰结核（manganese nodule）又称锰团块、锰铁瘤、锰矿球等。它由多种矿物组成，常见矿物有水针铁矿、钠水锰矿和钡镁锰矿等。其主要成分为MnO_2和Fe_2O_3，分别占31.7%和24.3%（重量百分比）。锰结核中含30多种元素，以Mn、Fe的含量最多。结核中Mn、Ni、Co、Cu的含量均已达到可供工业利用的品位（表11—3），而且储量可观，总储量约为3×10^{12}t。据J. L. 梅罗估计，仅太平洋底锰结核中Mn的金属储量为4×10^{11}t、Ni164×10^8t、Co58×10^8t、Cu88×10^8t，Mn的储量为陆上的200倍，Cu则为40倍。所以锰结核的经济意义很高。锰结核的另一特点是它还在不断形成，因而有"永远资源"之称。

表 11—3 锰结核中几种金属的平均含量

元素	Mn	Ni	Co	Cu
平均百分含量	16.17	0.488	0.298	0.256

（据Cronan，1977）

锰结核的外形多为球状、团块状，颜色主要为黑褐色，含锰多时呈暗黑色；含铁多时呈棕红或红褐色。结核大小不一，一般为0.5—25cm，平均直径8cm，个别大于1m（重达850kg）。锰结核一般由核、杂质和含锰矿物三部分构成。含锰矿物形成纹层以同心圆形式包在核外。

锰结核主要分布于水深4000—6000m的深海底，以太平洋深海底为最多，绝大多数散布在深海粘土和放射虫软泥中。

（五）多金属软泥

多金属软泥是一种富含多种金属（铁、锰、铅、锌、银、金等）的未固结泥质沉积物。分布在深海底较浅处（2000—3000m）。已发现的分布区有红海、东太平洋海隆等。多金

属软泥中各种金属主要以硫化物的形式存在。其金属含量很高，已达工业开采的品位，其水深比锰结核的深度浅，是未来有前景的矿产。

多金属软泥是一种多成因矿产，其形成理论众说纷纭，但通常认为是沿海底断裂（中央裂谷或中心式火山口）上升的热液与海水或海底沉积物发生化学反应，生成了多金属硫化物或氧化物。多金属软泥的研究不仅有潜在的经济意义，而且为研究大陆上古代层状多金属硫化矿床的成因提供了新的依据。

第五节　浊流及其地质作用

浊流（turbidity current）是海洋中载有大量悬浮物质的高密度水下重力流。其比重介于1.2与2.0之间，它不仅能携带粘土、粉砂，也能携带砂和砾石。在重力作用下浊流沿水盆地具有一定坡度的底面潜流。它以水为介质，并有大量粗细不等的碎屑物质悬浮于其中，它们相互混合，一起流动。浊流的流速每秒可达20—30m，因而具有较大的剥蚀、搬运能力，可将浅水的粗碎屑物质带往深海。通过剥蚀可塑造海底峡谷，并可堆积深海砂，形成深海扇等地形形态。

一、浊流的形成和分布

现代浊流大多形成于大陆架外缘，大陆坡上部或河口三角洲前缘。因那里的海底坡度较大，又有大量未固结的沉积物。当沉积物积聚到一定数量，在重力作用下，可发生滑坍作用；如有地震或火山爆发等诱发因素，即可引起大规模的海底地滑。滑坍物质在运动中与海水混合，就形成浊流。此外，河流于洪水期注入湖泊或海洋的混浊河水也可以形成浊流。这种浊流的密度低、规模小，但频率高。浊流通常发育在半深海，在重力作用下以巨大的惯性“一泻千里”地穿过大陆坡，横贯大陆裙，直达深海平原。深海底是浊流的堆积区。

浊流是具有间歇性和灾害性的一种潜流，人们很难直接观察它的活动，但它的存在是无疑的，海洋浊流是海洋地质学的重要发现之一。1929年美国纽芬兰大浅滩发生的著名的深海电缆折断事件，是浊流作用的典型实例。由于当地发生了7.5级地震，震中附近的电缆在震后立刻折断。位于震中上方大陆架上的电缆则未受损伤。其下方大陆坡、大陆裙和深海平原上的电缆在震后按离震中的距离依次被切断，离震中越远的，切断的时间越迟。最后被切断的一条电缆距震中为480km，位于水深5230m的深海平原上。当时人们无法解释这些现象，后来用浊流说才比较满意地说明了其原因。

二、浊流的侵蚀和搬运作用

高密度的浊流一旦形成，就具有很强的侵蚀能力。这股潜流的厚度一般在20—200m之间。因流速和密度很大，可对其流经的大陆坡坡面发生强烈的侵蚀作用，形成崎岖的海底峡谷。峡谷谷壁陡峭，深度常达千米以上。尤其是当海底基岩中断裂发育时，更有利于浊流的侵蚀和海底峡谷的形成。

由于峡谷纵剖面坡度大，浊流的流速快，密度高，因而具有很大的搬运能力。据奎年等人计算，当密度为2、厚度为4m的浊流在坡度为3°的海底流动时，就能搬运重30t重的

石块。由于浊流流速快，形成紊流，大量泥砂呈悬浮状态。通常细粒物质悬浮在浊流上部，粗粒碎屑物在下部。浊流的下部前进速度快，但搬运距离近，故粗颗粒较早沉积；上部前进速度慢，然而搬得远，细颗粒沉积较迟。浊流的搬运距离可以从几十公里乃至几千公里。

三、浊流的沉积作用

当浊流流出海底峡谷谷口进入平缓、开阔的大陆裙时，其流速骤减，大量搬运物沉积下来称浊积物（turbidite）。浊积物堆积形成的扇形地称深海扇。深海扇大小不一，扇面坡度一般小于2‰，扇顶水深平均约2000m，扇缘水深可达5000m。印度洋的孟加拉深海扇和阿拉伯深海扇是世界上已知的大型深海扇，前者在海底延伸逾2000km，面积约2×10^6 km^2，体积达$5\times10^6km^3$。

浊积物由典型的陆源碎屑组成，常含浅海生物群的遗体，但缺少远洋生物群的遗体。浊积物的碎屑物以岩屑和石英为主，有少量长石、云母和海绿石。深海砂是浊积物的主要类型。浊积物的磨圆度和分选性中等至较好；粒度以砂级为主，次为粉砂级，也有泥和砾石。浊积物常夹在生物软泥之间，称浊积层。一个浊积层代表一次浊流活动，同一浊积层的厚度是随离浊流发源地的距离而变化的，远离发源地处厚度小，并逐渐尖灭。浊积物与周围的深海生物软泥沉积物的粒度相比要粗大得多。浊积物可以是良好的生油层和储油层，世界上一些大油田的储油层即为第三纪的浊积层。

辽阔的海洋，有无穷的宝藏。富饶的海洋生物资源是人类取之不竭的食品库，丰富的海洋矿产资源是工业原料用之不尽的供应地。海洋矿产资源分海水矿产和海底矿产两大类。海水矿产主要指海水中的溶解盐类及金属元素。目前世界所需的溴，大部分是从海水中提取的；所需的镁和镁化合物的相当部分也来自海水。海底矿产一般是指赋存于海底松散沉积物中的矿产。它们可以是砂矿、锰结核、多金属软泥等，称表层矿产。另外还有发育在海底沉积物以下的沉积岩中的矿产，称底岩矿产。底岩中的沉积矿产有石油、天然气、煤、盐等。海洋石油是目前在海洋中开采的主要矿产。在全世界已探明的石油储量中近四分之一是在海底；石油产量中约五分之一采自海上油田。大陆边缘的海盆是目前海洋油气勘探和开发的主要地区。近年我国已相继进行海上勘探，并已取得显著效果，证明我国的渤海、东海、南海是世界上重要的油气远景区之一。

第十二章 块体运动

第一节 概 述

地表上的松散堆积物及岩石，在重力作用下，由于自身重量及某些外因（如地震，人工爆破，暴雨等）的触发沿斜坡下移或坠落的作用称块体运动（mass movement或 mass erosion），也有人称为下坡运动（downslope movement）。岩块等在下坠过程中除自身遭受破坏外，还会对沿途所遇的基岩进行破坏，直到在坡下的沟谷、洼地停积为止。这种作用实质上是一种机械的破坏，搬运和堆积的地质作用过程。

按照岩块在斜坡上运动的方式，块体运动包括崩塌、滑动、蠕动及流动等几种类型。其运动方式是由斜坡的坡度，岩石特征及其含水性等因素所决定的。

块体运动可以造成程度不同的灾害，是工程建筑、采矿工程、环境保护中必须研究的课题。有时会在沉积物中发现地质历史时期块体运动的痕迹，这些资料虽然不完善，但也可配合其它资料，作为推断古地理环境的依据。

第二节 崩 塌

崩塌（dilapidation）是指斜坡上的岩块在重力作用下，以急剧骤发的方式脱离基岩下坠及在坡下堆积的过程。

崩塌常发生在坡度大（一般大于45°）的地带，如山区的陡崖、峡谷的陡峭岸边、人工开挖的陡壁、以及大型洞穴等。由松散堆积物组成的斜坡，在坡度大于45°、高度达40m以上时，易发生大型崩塌，由基岩组成的陡坎常需更大的坡度和高度才会发生大型崩塌。当陡壁上岩石的裂隙发育，或因河流、海浪等剥蚀以及人为的作用使坡角被掏空时，在暴雨、冰雪融水、地震、爆破等外因的触发下，易于引起规模较大的崩塌。

崩塌常是由渐变到骤然爆发的过程。陡崖边缘常因临空释重，容易产生与边缘平行的边界张裂隙。在物理风化等因素的促进下，这种裂隙会不断扩大，使陡崖处于不稳定状态。当遇到某些破坏边坡稳定的因素，如因大量降雨使岩块或土体负荷增加时，会触发崩塌。在河流、湖浪海浪的冲击作用下坡脚可以被逐渐掏空，人工也可以开挖出陡壁，这些作用破坏了自然边坡的稳定性，在一定的触发因素作用下，也会产生崩塌现象。崩塌时，岩块坠落的速度有时能接近自由落体的速度，可达5—200m/s。岩块大规模坠落时可产生巨大的气浪和气垫，使塌落物能散布至远处，对附近有巨大的破坏力。

崩塌的方式一般分为：

撒落 陡壁因裂隙发育，物理风化使基岩崩解成岩屑，岩屑在重力作用下向坡下坠落或滚动的现象。

翻落 陡崖边缘岩石开裂，在外因触发下，岩块向下翻滚坠落的现象（图12—1a)。

坠落 陡崖底部被掏空（由地质营力或人工开挖产生的），陡岸上的岩块失去支撑，使边界裂隙扩大，这时若有水渗入便会促使连结力降低，从而导致岩块坠落的现象发生（图12—1b）。

高山区体积巨大的岩块下坠现象称山崩或岩崩（rockfall）。因坡脚被掏空，使岩块滑动坠落的现象称塌方或塌岸（bank slump）。

崩塌下坠的岩块在山麓或坡脚的洼地形成不规则的锥形堆积，称倒石锥（talus）。由翻落或坠落方式下落的崩落物，分选性极差，既有巨大的岩块，也有因岩块碰撞压砸而成的碎屑和岩粉，还有斜坡上其它（如风化等）作用形成的松散堆积物；由撒落而成的崩落物因岩块滚动距离一般不大，棱角未经明显磨损，因而仍可保持棱角状。因较大石块惯性较大，可滚动较远，细小石块滚动较近故可造成下粗上细，略有分选的特点。倒石锥最厚处常位于斜坡由陡变缓处，上下缘都较薄。崩落物是暂时性堆积物，还会被地面流水或其它外营力搬走，所以在古代沉积中很难保存，也不易辨认。但由岩溶作用形成的岩溶角砾岩，常可沿洞穴嵌入周围的地层中，能部分被保存下来。

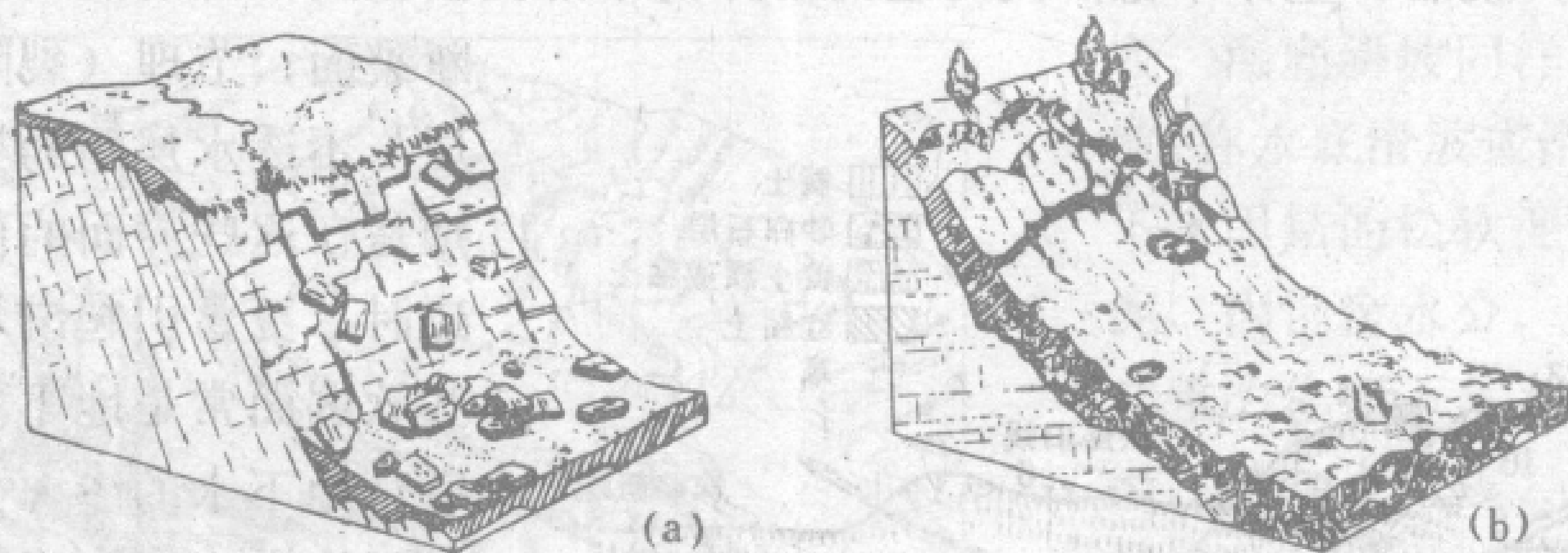


图 12—1 崩塌的形式

a—翻落；b—坠落

现代的崩塌作用常会造成灾害。如1911年帕米尔的巴尔坦河谷发生的崩塌，使约4×10⁹m³的土石方由600m高处塌下，堵塞河谷，形成长75km，宽1.5km，深262m的大湖。位于湖北远安县的荆襄磷矿，因地势陡险，加上采矿时不注意保护边坡和保安矿柱不稳，在连日暴雨的触发下，于1983年6月3日凌晨发生大规模的崩塌，瞬息间，＞10×10⁵m³的岩块倾泻而下，造成人员和设备的重大损失。这是建国以来罕见的矿山崩塌事故。位处长江西陵峡内的湖北秭归县新滩镇，因江岸为高度＞100m，坡度达70—87°的陡崖，壁底由页岩夹煤层组成，上部的三叠系灰岩裂隙发育，壁底因江水冲蚀和采煤被掏空，公元100年及1023年曾发生大规模崩塌，导致堵江断航现象，崩落物在江中形成险难，“新滩”由此得名。因新滩沿江两壁边坡的裂隙仍在活动，为作好预报工作，自70年代以来，设立岩崩工程处对其稳定性进行了长期监测勘查并采取了整治措施。1985年6月12日凌晨，该处又发生大型崩塌。顷刻间，近3×10⁶m³岩块塌下，新滩镇被毁，＞2×10⁶m³的岩块泻入江中，幸因事前预报，生命财产损失轻微。此次预报是我国最成功的一次岩崩预报。

第三节 滑 坡

滑坡（landslide）是斜坡上的土体或基岩，在重力作用及地下水活动的影响下，沿一

个或几个滑动面整体向下滑动的现象，故又称地滑。

滑坡的规模很悬殊，自十几立方米至几亿立方米不等，规模大的滑坡常会酿成严重的灾害。如1955年 8 月18日陇海铁路宝鸡段卧龙寺车站以东2km处铁路一侧的土坡，由暴雨触发，使面积约33×10^4m^{2}的土层下滑，将原铁路线向南推110m。滑下的土石方达2×10^7 m^3，造成铁路中断和改线（图 12—2）。甘肃东乡洒勒山于1983 年3月7日傍晚发生滑坡，6×10^7m^{3}的黄土滑坡体从山坡下滑，一分钟内滑距达 300m 以上，崩落土方的滑动距离最远达 1600m，滑动面积约 3 km^2，掩埋了村庄，造成人员和财产的损失。该地处于黄土地区，早在1970年，山梁已发育了长达数百米的裂缝，1981年裂缝加宽至5—6cm，至1983年3月 5 日裂缝已宽达1m，终于酿成灾害。

滑坡常发生在以粘土质为主的土层（如红土、黄土）中；在厚层的风化壳、泥质沉积岩及具板状、片状构造的变质岩区也常可发生滑坡。粘土质物质遇水后会膨胀并使其可塑性增加，干裂后又易成裂隙，便于水的继续渗入，为滑坡的滑动创造了条件。在地形上则以受冲刷形成的陡峭河、湖、海岸，或人工开挖的陡坎最易发生。因为陡坎地区临空，易产生边坡裂隙，使岩、土体不稳，同时也为滑体的下滑提供空间。滑动面则多沿岩层面、断裂面、节理（裂隙）面或透水层与不透水层间的界面发生。特别是在这些界面的倾向与坡向一致时，更易引起滑动。因为，这些软弱面常是地下水渗透的通道。地下水的渗入会使粘土质物质因饱含水分而增加负荷，并使岩石内部的摩擦力和粘结力降低，因而有利于下滑；同时，地下水的流动会把充填在裂隙中的碎屑物带走，并逐渐掏空，从而降低了它的稳定性，促进了块体的下滑。

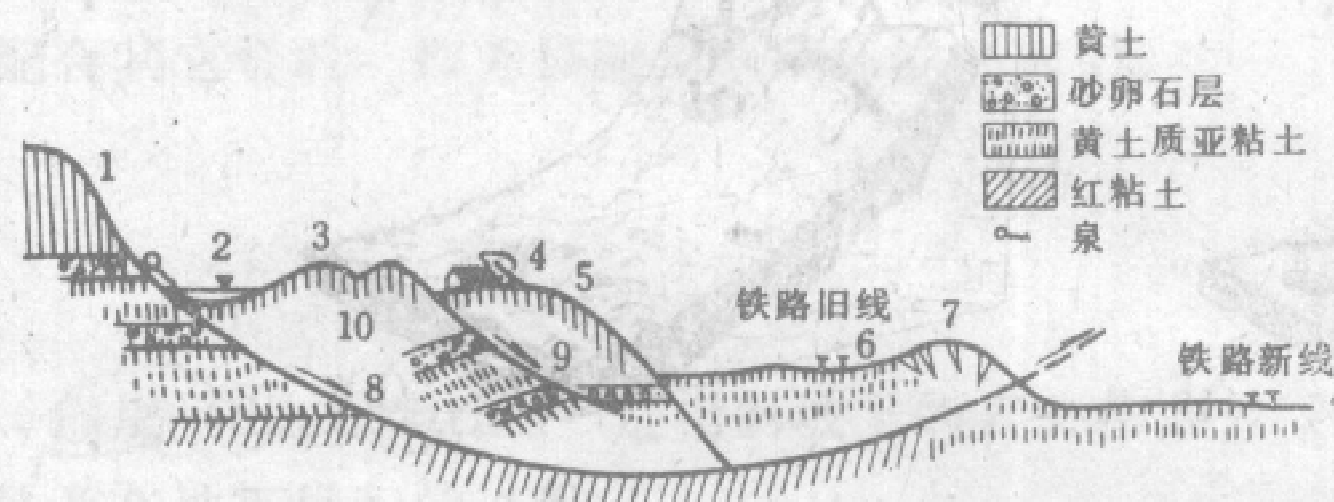


图 12—2 陇海铁路卧龙寺滑坡剖面

1— 滑坡壁；2—滑坡洼地；3—滑坡阶地；4—醉汉林；5—滑坡埂；6—滑坡洼地；7—滑坡鼓丘及产生的张力裂缝；8、9—滑坡面；10—滑坡体

1983年东乡洒勒山滑坡是因为雨水通过透水的黄土层下渗，遇到其下不透水的第三系粘土层，两者间的接触面被水充分湿润，使两者间的摩擦系数减小，在重力作用下使黄土层沿粘土层面缓慢下滑，当有外因触发或滑动积累至一定程度，便可转为快速向下滑动，酿成灾害。

滑坡一般由滑动面、滑坡体、滑动台阶和滑坡壁组成（图12—3）。滑坡体是整体下滑的岩（土）体，以滑动面与下伏未滑动的斜坡部分分开。滑动面是下滑体的移动面，可以是一个或多个面，在形态上多为向下弯曲的弧形，但如沿岩层层面下滑，也可以是平直的斜面。如滑坡发生在基岩上，滑动面常会形成磨光面和擦痕，它的两侧的岩块也因易受扰动而发生破碎和拖曳褶皱现象，这个地带，称滑动带。滑动带宽度由数厘米至数米不等。滑坡壁是滑坡体下滑后与斜坡上部未移动部分的界面，在平面上呈弧形。滑坡壁一般较陡（常达55—80°），它的高度代表滑体移动的距离；滑坡台阶是因下滑时各块段在速度上的差异逐级向下滑动，形成的台阶状地带。阶面一般向内侧倾斜，阶面上的树木也因此出现

斜歪现象，东倒西歪，形成“醉汉林”“马刀树”等。下移的土、石方在坡下常呈舌形分布，称滑坡舌，有时前缘受阻，柔性物质被挤压成丘状，称滑坡鼓丘。

滑坡由孕育至爆发常需较长时间，洒勒山滑坡从有前兆至发生经历了十三年；四川雅砻江畔大地滑，由1930年山体变形产生裂隙，至1967年发生近$2\times10^7m^3$的大滑坡，经历三十七年；但也有突然爆发的现象。无论是长期演化还是突发的，通常都与地震、暴雨等的触发有关。如1973年四川炉霍地震的同时，在震中附近有139处滑坡。

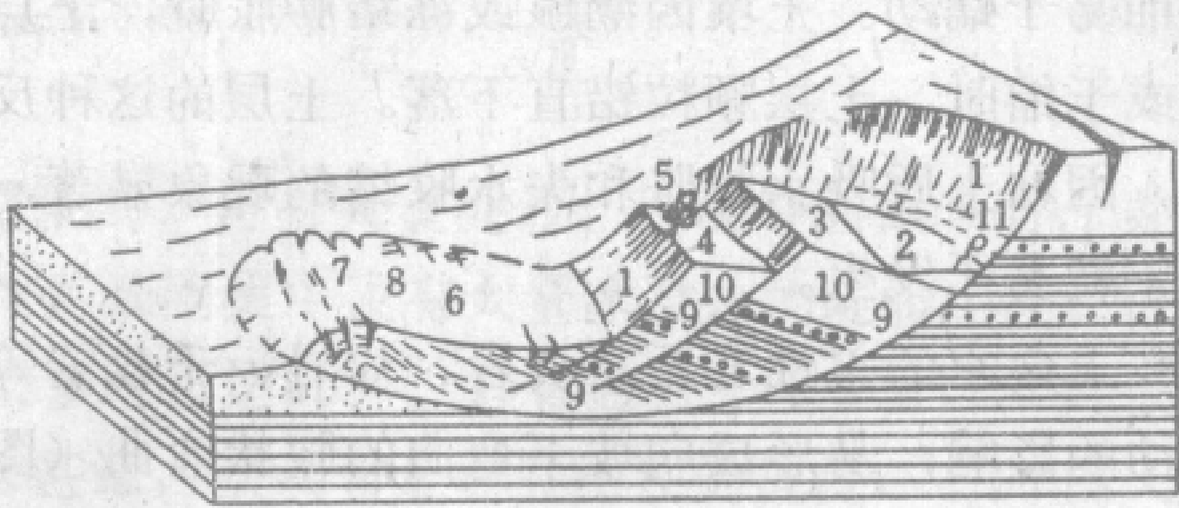


图 12—3 滑坡形态结构

1—滑坡壁；2—滑坡洼地；3—第一滑坡台阶；4—第二滑坡台阶；5—醉汉林；6—滑坡舌凹地；7—滑坡鼓丘和张裂隙；8—羽状裂隙；9—滑动面；10—滑坡体；11—滑坡泉

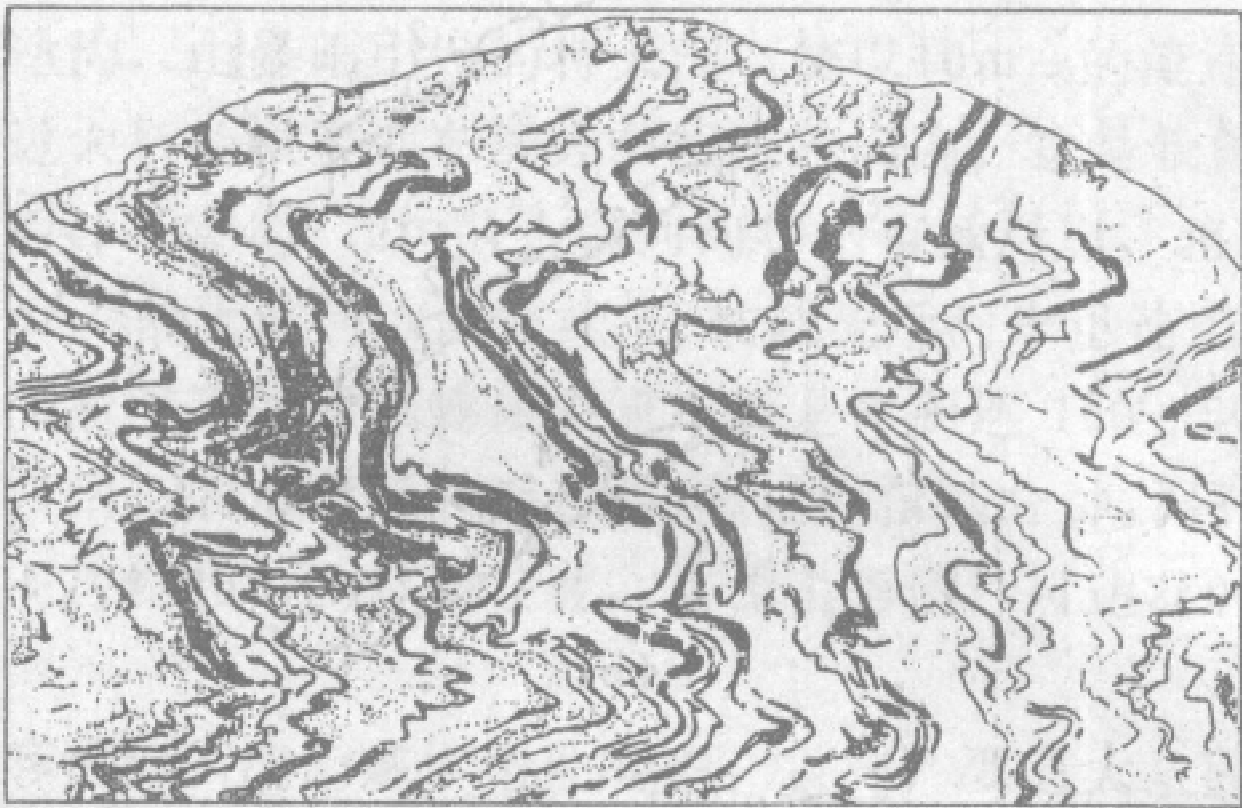


图 12—4 泥质条带灰岩中水底滑坡形成的褶皱及同生角砾

（北京周口店）

由大量泥质沉积物构成的湖底、海底斜坡同样可以产生滑坡，称水底滑坡或滑塌构造。在水下未固结的松软泥沙、石灰质软泥，因饱含水分、内摩擦力小，在重力作用下易沿斜坡缓慢下滑，若加上地震、火山、浊流的触发，还会迅速下滑。沉积物沿水下斜坡滑动时，会引起滑动面底部的岩层或滑动体本身发生弯曲和变形，形成紧密的小褶皱，或奇形怪状的卷曲，一般称为揉皱现象（图12—4）；有时还伴随有小型的断层产生。当急剧下滑时，岩石会遭到强烈的揉皱，甚至会破碎成角砾，称“滑碎同生角砾”，并被后来的沉积物所掩盖。上述的水底滑动痕迹，可以在沉积岩中保存下来。这些痕迹可作为分析当时沉积环境的依据。

第四节 蠕 动

蠕动（creep）是指地表的土层或岩层沿斜坡向下缓慢移动的过程。蠕动的土层或岩层移动速度一般每年仅几毫米至数十厘米，移动体与其下的不动体间没有明显的滑动面。尽管蠕动是缓慢的、渐发的，但积累起来其结果也相当可观。会使下伏岩层发生弯曲甚至发生断裂以至破碎，或引起一些工程建筑（道路、厂房、水坝等）发生变形，甚至毁坏。

蠕动过程很难直接观察到，但可以从某些现象来间接确定。例如，生长在山坡上的树根有向下弯曲的现象，或形成东歪西倒成“醉汉林”。电杆和建筑物也有同样的倾斜现象。陡倾斜岩层的上端可向坡下方向弯曲等。

引起蠕动的因素是多方面的，如斜坡上含水的土层，因干湿变化或冻结引起的胀缩，会引起土层颗粒的下移，并使土层向下蠕动；饱含水分的土层也会减弱对重力作用的抵坑力，因而易于蠕动。土壤因潮湿或冻结膨胀时，土层颗粒便向与斜坡垂直的方向抬高，冰雪消融或干缩时，土层颗粒铅直下落。土层的这种反复胀缩，便使土层颗粒缓慢下滑（图12—5）。因粘土质吸水膨胀和失水收缩的现象显著，因而在土层中含粘土质多时，土层的蠕动现象就易于发生。

斜坡上含水的柔性岩石（页岩、片岩、千枚岩等），在其自重的作用下，以及受上覆土层蠕动的影响，易形成向坡下弯曲的膝状弯曲（图12—6），甚至会发生褶皱或向坡下翻转现象。某些较硬的岩层（砂岩、石英岩等）在上覆土层蠕动的影响下，也会形成膝状弯曲。但岩层因蠕动而发生弯曲的现象，只发生在离表面几米的范围内，更深处岩层的产状并不受影响，而且有由坡顶向坡脚逐渐加剧的趋势。这种现象与因构造变动而产生的岩层产状的变化是有差别的。



图 12—5　斜坡上的岩屑因胀缩产生的蠕动

a—膨胀时蠕动的过程；b—收缩时蠕动的过程

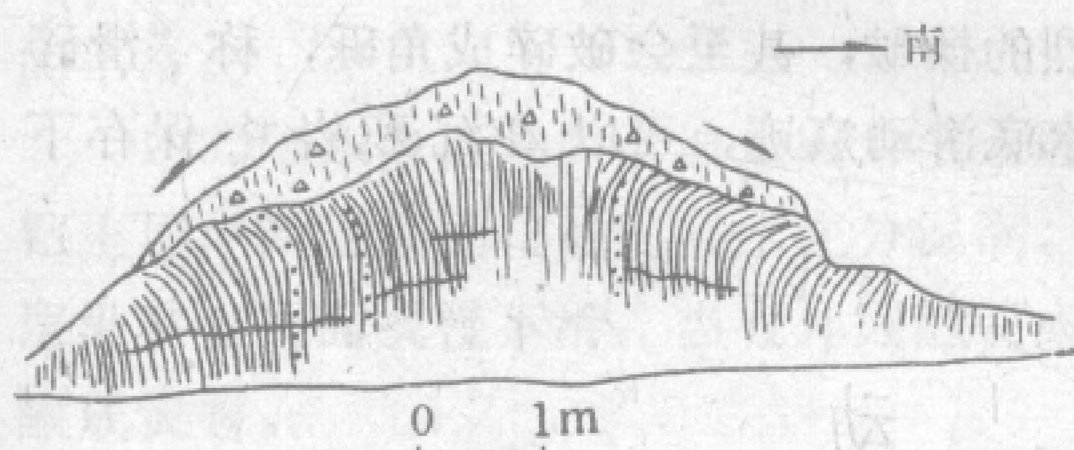


图 12—6　页岩中的蠕动构造

（湖北大冶张家大塘村）

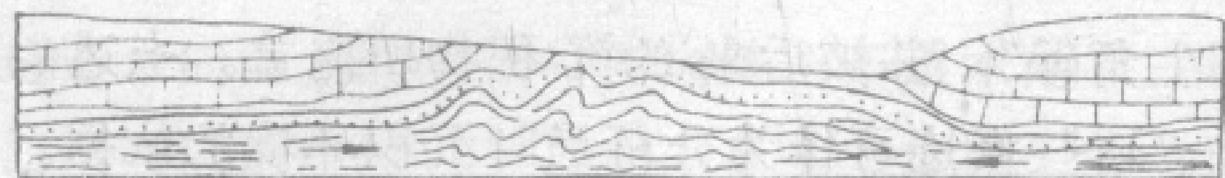


图 12—7　河谷两侧岩层挤向河谷形成的褶皱

（据 S. E. Hollinysworth 等）

此外，在河谷地带，由于河流的侵蚀作用使河谷部分岩石被侵蚀，河谷两侧深部的软岩层会在上覆岩层的重压下挤向河谷，在河谷底部形成复杂的小褶皱；上覆岩层则相应产生小断层或裂隙，两侧的岩块甚至分离及陷入软岩层中（图12—7）。厚度较大的可溶岩层（石灰岩或岩盐层）若夹有难溶岩层，在溶蚀过程中，难溶岩层易垮落或发生陷落滑坡，形成“岩溶角砾”或再胶结成“盐溶角砾岩”。与此同时，上覆的软岩层会发生沉陷，产

生不规则的“穹窿”或盆地。

第五节 泥 石 流

泥石流（mudflow）是山区突然爆发的，含有大量泥沙、石块等固体物质，并具有强大破坏力的特殊洪流。这种洪流多发生在暴雨集中或有大量冰融水的陡峻山区。泥石流中固体物质的体积含量一般大于15%，最多时可达80%。容重通常大于$1.3t/m^3$，最大时可达$2.3t/m^3$。一些大型泥石流往往来势甚猛，前端常是一股浓浊的泥流，有时由大石块推挤形成高约数米的“石浪”，俗称“龙头”。泥石流中大小石块在泥浆中翻滚，甚至一些重达数百吨，长径达数十米的巨砾，也能浮托其上，倾泻而下。泥石流的流速一般可达5—7m/s，速度高的甚至可达70—80 m/s。泥石流因为流速快、粘度大、容重高，其侵蚀、搬运和沉积过程极为迅速，往往在较短时间内（几分钟至几小时），就将数十万立方米乃至数千万立方米的固体物质，沿沟谷搬至沟口，使周围地形倾刻间发生变化。这种作用对工程建筑，人类生存环境有巨大的破坏性。如1981年7月9日，在四川省甘洛县大渡河右岸利子依达沟，由暴雨引发的特大泥石流以10m/s的流速下泻，冲毁了沟口的铁路大桥，使恰巧路过大桥的旅客列车部分车厢坠入河内。这是我国铁路自然灾害史上的罕见现象。泥石流随后冲过宽约120m的大渡河河谷，直插对岸，将对岸公路路基冲毁，同时还使流量为$5000m^3/s$的大渡河立即被截流。被截流后河水迅速上涨了10m，回水影响区域达8—10km。泥石流所泻下的固体物质中有不少是体积达$100—500m^3$的巨石。又如1975年6月16日发生在云南个旧市附近的泥石流，全过程仅两分钟，泥石流以60m/s的速度沿斜坡直落谷底，又爬上高约30m的对岸谷坡，其冲击力估计可达$2500t/m^2$，搬出的固体物质达$17.28\times10^4 m^3$。

形成泥石流的基本条件有三：首先，要有大量固体物质供给。在爆发泥石流的沟谷附近，常因经历了强烈的地壳运动（发生断裂和褶皱）使岩石破裂；或因冰川活动、风化和剥蚀作用等，使岩石破碎，形成大量松散堆积物。这些堆积物可以通过崩塌、滑坡等方式坠入沟槽中，与湍急的水流汇合，形成泥石流。第二，要有较陡峻的沟谷地形。发生泥石流的沟谷一般沟床纵比降较大，沟谷横断面较狭窄。因此有利于松散的固体物质与水流的迅速混合，转化为泥石流。第三，能在短时间内补给充沛的水量，在使松散堆积物充分湿润后借助有利的集水条件，形成强大的水动力条件。一些山区，在连续降雨之后，又遇暴雨时，最易爆发泥石流。而在高山冰川发育和积雪地区，泥石流的爆发常与突然增温、暴雨天气或雪崩有关。某些地区泥石流可以频繁发生，甚至一年内可发生多次。

每次泥石流的作用时间虽然短暂，但因其流速大，并含有大量泥沙和石块等，可以产生明显的剥蚀、搬运、沉积等作用。泥石流流域内相应也可以分为侵蚀区，流通区和堆积区（图12—8）。泥石流的侵蚀区通常是被高山环抱的盆地、洼地组成的沟谷上游。该处因受风化、崩塌、滑坡或冰川、流水的侵蚀等作用的影响，四周山坡后退速度极快、坡度较陡、岩石碎屑大量汇聚在盆地或斜坡上，且常处于临界稳定角的位势，一旦有某种力量触发，即可迅速下滑。洼地也常是水的汇集地，为泥石流的形成提供了条件。在这些地区往往是先发生滑坡、崩塌等现象，有了一定碎屑物后才会发生泥石流下泻。某些泥石流可能是在地震等的触发作用下引起的。流通区是泥石流通过的沟谷中游地段，通常是峡谷地形，

若组成峡谷的岩性较均一，则峡谷较顺直，谷壁陡且光滑，有石块磨擦、撞击形成的擦痕。若组成峡谷的岩性是软硬相间的、则沟谷时宽时窄，常发生弯曲，谷底呈阶梯状。泥石流塑造的沟谷多较顺直，在横剖面上呈宽而陡的槽形。泥石流的侵蚀速度是巨大的，以西藏波密县古乡沟泥石流为例，1954年以前还有一个浅而窄的小沟，人们可以很容易跨越，1964年已形成深达200m的"V"形沟谷。估计它在十年内，溯源推进了500m以上；下切深度达180m以上；沟谷展宽达150—180m。泥石流的堆积区，常是大河的宽谷或山麓平原。堆积物的数量可以很大，一次泥石流作用常把 $n \times 10^4 m^3$ 乃至 $n \times 10^6 m^3$ 的固体物质搬至堆积区，组成扇形地形，或形成平行于主流呈条带状的巨石垄岗地形。泥石流堆积物常表现为大小石块混杂、层次不明显、分选性差的特点。巨砾常集中在扇形地形的前端或两侧。泥石流堆积物常难与冰碛物区别，但泥石流因含大量粘土、粉砂等细粒物质，易出现"泥包砾"现象（砾石被粘土包裹的现象），或形成"泥球"。石块因受撞击也可以形成擦痕，但擦痕较粗大毛糙，往往呈斑状或纺锤状，排列方向也常无规律，因而可作为与冰碛物区分的依据。

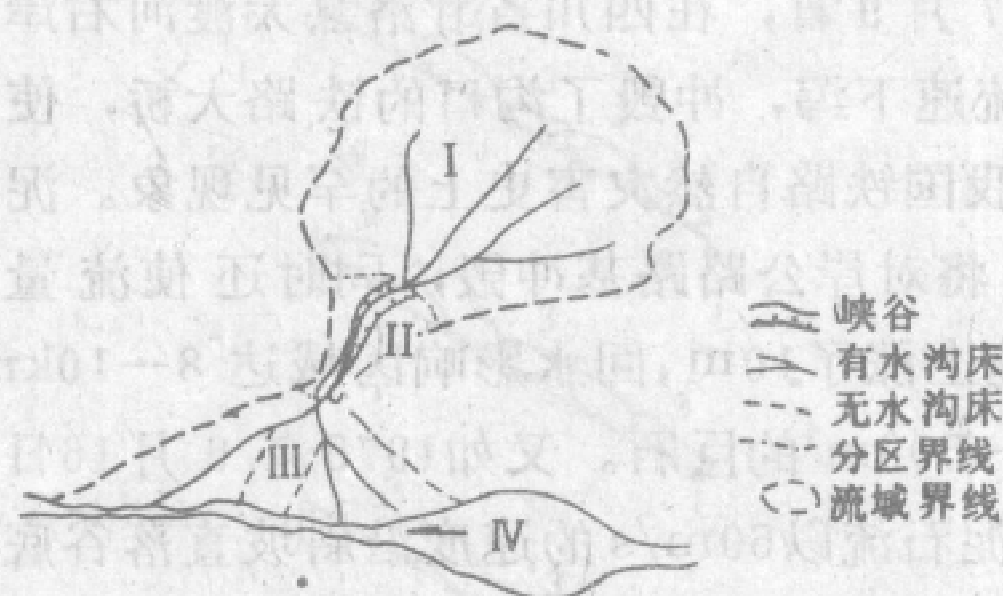


图 12—8 泥石流的流域分区

I—侵蚀区；II—流通区；III—堆积区；IV—堰塞湖

泥石流按固体物质的含量及流态分为两类：

稀性泥石流 稀性泥石流（diluted debris flow）的固体物质含量低（一般为15—40%），容重为1.3—1.5t/m³，是粘度低的泥石流。其流态为紊流状态，石块以滚动或跃移运动的形式为主。这种泥石流的流速快，具较强的下切能力。

粘性泥石流 粘性泥石流（viscous debris flow）的固体物质含量高（>40%），容重>1.5t/m³，是粘度大的泥石流。巨大石块也可在其中以悬托状态运动。因粘度大、固体物质多、易堵塞沟谷，堵塞时前锋可形成数十米高的"龙头"。粘性泥石流具有巨大的侵蚀和搬运能力。

我国西部多山地带，因山势陡峻，发育有大量冰川；东部一些地区也不乏险峻的山峦，加上受太平洋及印度洋的季风影响，时有集中的暴雨发生，因而是泥石流多发的国家。我国泥石流的多发区主要分布在辽西山地、燕山、太行山、华山、四川龙门山、云南乌蒙山一线以西的山地，泥石流常呈带状、片状分布，该线以东地区泥石流仅有零星分布。

第十三章　硬结成岩作用

第一节　外力地质作用的一般规律

外力地质作用一方面刻蚀地表，塑造地表的各种地形形态；另一方面也在不断沉积，形成各种不同的沉积物和堆积地形。但是，地质历史时期形成的各种地形形态，多数已被破坏殆尽，各种沉积物则经硬结成岩作用形成各类沉积岩或沉积矿产而保存下来。沉积岩的各种特征是各种外力地质作用特点的反映，但它曾经受过成岩作用的改造，因而研究硬结成岩作用，有它特殊的意义和作用。

一、各种外力地质作用的统一性和差异性

无论是哪种外力地质作用，也不管它们的过程是多么复杂、多变，概括起来，它们都遵循着破坏（包括风化和剥蚀）、搬运、沉积和成岩作用这一序列进行的。这一序列的实质是各种营力在运动过程中对地表上原有的岩石、地形的破坏和重塑，使之转化为新的地形、岩石和矿产。这就是各种外力地质作用间的统一性。

由于产生外力地质作用的各种营力，在性质和介质运动特点上是不同的，因而导致其作用方式也有差异，反映在其产物的特点上也是不同的。例如，各种剥蚀作用的结果，可以形成各种不同的地形，山区沟谷在线状流水的侵蚀下可造成“V”字形河谷形态；在山岳冰川的刨蚀作用下则可形成“U”形谷；由于风向和风力的多变，风蚀谷的谷底常呈忽高忽低的波状起伏，平剖面上则呈现为忽宽忽窄的形态；在岩溶地区则多发育暗河，由于溶洞顶盖崩塌、暗河还可断续外露，形成星点状的盲谷。各种外力作用形成的碎屑沉积物特点也不相同，风积物的碎屑颗粒的圆度最好，海岸沉积的碎屑颗粒较圆，河流的碎屑沉积次之，冰碛物的碎屑物无论在分选性和磨圆度上都极差。究其原因，则与各种营力在搬运碎屑物时的方式有关。同样，各种沉积物在层理构造、层面构造以及其成分上的差异，则与各种营力进行搬运、沉积的条件和特点有关。因此，可以根据各种产物的特点来推断地质作用的方式、规模和特点。

但也应指出，在多数情况下，在同一区域内总是由几种营力组合起来共同塑造地表的，同时必定有一种营力占主导地位。因此，外力地质作用的产物也以主导的地质作用造成的特征为主要标志。所以，在研究外力地质作用的产物时要注意识别其主要特点，不要为次要现象所迷惑。

各种外力地质作用在改造和重塑地壳表层的过程中，它们又是相互联系的。在整个外力地质作用序列中，可分为机械（物理）的和化学的两种主要方式。生物方式虽有它的独特性，但亦可分为物理的和化学的两个方面。在一个区域内，各种以化学方式进行的外力地质作用之间也是有密切联系的。这种联系可反映在沉积物的特点上。例如一个地区在化学风化过程中元素迁移的强烈程度，必然影响到河水以溶运方式搬运的离子的组成数量，以

及湖、海中化学沉积物的种类和数量。在干旱气候下，化学风化作用主要使岩石中的一、二系列元素析出，并由河流带入湖泊；干旱气候区的湖泊，因蒸发量大，湖水浓缩形成盐湖，其中的一、二系列元素达到过饱和，使沉积形成盐类矿产。其实，元素迁移系列中易于迁移的组分，恰好是化学沉积中最难沉积的组分，它们只有在特定条件下才能沉积。因此，海水中虽有大量的Ca、Na、K、Mg的氯化物和硫酸盐，但只有碳酸盐和铁、锰、铝的氧化物、氢氧化物可在浅水或近岸地区沉积。同样，各种外力地质作用的物理方式（由物理风化、剥蚀到搬运、沉积）也是相互密切联系的。总而言之，按照这样的思路或线索，有联系地去研究各种外力地质作用方式、沉积物的来源和分布规律，会更易于理解和掌握。

二、自然地理环境对外力地质作用的制约性

自然地理环境（主要是气候和地形因素）对外力地质作用的方式和强度起着重要的控制作用。山岳冰川、风等，是发育在特定的气候和地形条件下的外力地质作用，而河、湖等虽然可以在不同的条件下进行作用，但在影响因素发生变化后，其作用方式和强度都会发生一定变化。例如在干旱气候下，地面流水多为暂时性流水或间歇性的河流。由于干旱区降水量少且多暴雨，暴雨时山洪暴发，河水的搬运能力骤增，可把大量的风化产物剥蚀和搬走；旱季河水量骤减甚至干涸，河谷很快便被碎屑所充填，河谷成槽形，河床上形成许多岔流，河水活力也逐渐减弱以至消失。正因为干旱气候区河流的流量多具阵发性变化这一特点，因而其沉积物的分选性差，位于山区的河段侵蚀和搬运力较强，冲积物大部分在山口附近沉积形成冲积扇。潮湿气候区盛行地下水的地质作用，使地下岩溶、地面岩溶都很发育；但在干旱气候下，一般只发育地下岩溶。至于气候对湖泊的化学沉积的影响就更显著了。

在不同的气候条件下，各种外力地质作用的组合也有一定的规律。在干旱气候下，风、暂时性流水的地质作用、物理风化作用都很显著；而化学风化则很微弱，湖泊的化学沉积物以盐类为主。在潮湿气候下化学风化强烈，风化壳较厚，河、湖的地质作用显著。海洋的地质作用虽然从总体上受气候的影响不大，但在滨海和浅海区的沉积作用则明显受气候的影响。

地形对外力地质作用的影响也是明显的。例如在高山地区，除了物理风化，块体运动频繁发生外，还可能有山岳冰川、山区河流的地质作用等等；平原地区则以河、湖的地质作用为主；坡积物、洪积物多发育在山地与平原（盆地）的接壤处。

可见，在不同的自然地理环境下，外力地质作用的组合、作用的方式和强度都有差别，并会反映在沉积物的特征上。因此，可以根据一个地区不同时期沉积物的特征来了解当时自然地理环境的特点及其演变规律。由于生物种类、生态反映了环境特点，沉积岩所含的生物化石特点也是推断古地理环境的重要根据。

岩相是沉积形成时的古地理环境及其物质表现的总和。具体来说，是指在一定自然地理环境下，由一种或几种外力地质作用形式的岩石或沉积物的特征和古生物特征的综合。分析这些物质表现的特点便可恢复岩石或沉积物形成时的环境，换言之，即在不同的环境下，都有它特定的岩相标志。例如“浅海珊瑚礁灰岩相”，它的物质表现是含有大量珊瑚化石的石灰岩。石灰岩多形成于浅海，珊瑚更具体反映了当时该地是处于温暖清洁的浅海

环境；把两者综合起来便得出当时的沉积环境的概念。一般按照自然地理环境和外营力的不同，可以把岩相分为陆相（大陆环境）、海相（海洋环境）及过渡相（海陆过渡环境）三大类型。每一大类又可按更具体的自然地理环境和外营力特点作更细的分类。例如在陆相中又可分为风化壳相、河流相、湖泊相、沙漠相……等次一级的类型；海相又可分为滨海（海岸）相、浅海相、半深海相、深海相；过渡相则主要有河口湾相、三角洲相等。岩相分析资料是恢复古代地理环境及地壳运动状况的重要资料。

三、地壳运动对外力地质作用的制约性

外力地质作用是受地形和气候条件控制的。可是，地壳表层上地形的基本轮廓却是地壳运动所造成的。例如地壳运动会引起海陆范围的变迁；形成山脉和盆地，引起侵蚀基准面（海平面）和局部侵蚀基准面的变化等等。外力地质作用的总趋势是“削高补低”，而地壳运动则使地壳表层不断形成新的隆起和坳陷，使地壳表层的形态不断演变和调整。前述的阶地，多层溶洞等的形成都说明了这点。在地质历史时期，由于地壳运动使一个地区由海洋环境转变为大陆环境的情况也是不乏其例的。

地壳运动不仅会引起地形的巨变，也会引起自然条件和气候的变化。例如山脉形成后在地壳运动作用下还会不断抬高，当抬升至雪线以上后，山巅就有可能出现冰川环境；地壳运动有时还会对大面积的气候状况发生影响，甚至使大气环流状况发生改变。一些学者认为新生代后期喜马拉雅山和青藏高原的升起，阻挡了印度洋吹来的潮湿空气，是使中亚广大地区成为荒漠的重要原因。

地壳运动的强度和幅度，会对沉积盆地的范围和沉降速度产生影响，这种变化必然会反映在沉积物的厚度上，甚至会使沉积环境发生规律性的变化。地壳运动对外力地质作用能产生深远的影响，在研究外力地质作用规律时必须考虑地壳运动（包括其它内力地质作用）这一重要因素。

第二节　硬结成岩作用

由松散状态的沉积物，在一定的条件下，转变为坚硬的沉积岩的过程称为硬结成岩作用（diagenesis）。在成岩作用过程中，沉积物中的水分逐渐被排出，孔隙度减小，密度加大，松散颗粒被胶结或发生重结晶作用，形成新矿物或发生其他次生变化，最后才形成固结的岩石。成岩作用的主要方式有压固作用、胶结作用和重结晶作用，现分别介绍如下：

一、压固作用

压固作用（compaction）是指沉积物在上覆压力的作用下，由疏松状态固结为岩石的过程。随着上覆沉积物的增厚，下部沉积物所承受的压力也不断增加，其中的水分逐渐被排出，孔隙逐渐减少，颗粒间的联系力增强，使沉积物固结变硬，从而形成沉积岩。压固过程中的压力主要是静压力，一般不超过100×10^5Pa。任何沉积物在转变为沉积岩的过程中都要经历压固的过程，对粘土质沉积物的成岩过程尤其是这样。疏松状态的粘土的孔隙度可达80%以上，含水量相应也可达80—90%；但固结的页岩，孔隙度可减少为20%，颗粒间产生分子引力使岩石固结。

随着沉积物厚度的增加，静压力不断加大，温度也相应增高，在这种条件下会使一些含水的胶体物质和含水矿物发生脱水作用，从而形成新矿物。例如石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）在受到50kg/cm^{2}的静压力（相当于埋深100m）和温度约为42℃时，便可以脱水变为硬石膏（$CaSO_4$）。此外，如由蛋白石（$SiO_2 \cdot nH_2O$）脱水变为燧石（SiO_2）；褐铁矿（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）变为赤铁矿（Fe_2O_3）等。

但也应指出，单纯的压固作用，并不一定就能使沉积物固结。例如堆积在波罗的海海底的粘土，虽然已形成600万年了，也受到一定压力，但因缺少其它成岩条件，至今仍未固结。

二、胶 结 作 用

填充在沉积物的孔隙中的矿物质，将松散的颗粒粘结在一起，使沉积物固结的过程称为胶结作用（cementation）。胶结作用是使碎屑沉积物成岩的关键。使沉积颗粒胶合在一起的矿物质称胶结物（cement）。最常见的胶结物有钙质、硅质、铁质和粘土质。这些胶结物的一部分是与沉积物同时形成的，或由地下水带来的。在重力产生的应力作用下颗粒间的接触点也可以部分溶解，并成为胶结物。胶结物可以充填于岩石的部分空隙，也可以填满岩石的全部空隙。

存在于沉积物中的水溶液的pH值，对胶结作用起重要影响。例如当水溶液为碱性时，SiO_2的可溶性会增加，但$CaCO_3$的可溶性却减弱。细菌对沉积物中的有机成分可发生分解作用并产生NH_3，使水溶液偏碱性。某些具硅质外壳或骨骼的生物（如海绵、放射虫、硅藻等）可以溶解为硅质，成为胶结物的来源。此外，有机质的腐烂，可使沉积物中水溶液的CO_2含量增加，使沉积物中的部分$CaCO_3$溶解，当$CaCO_3$发生过饱和沉淀时，可部分或全部充填在沉积物的空隙中，使颗粒胶结在一起。

但也有些砂质沉积物，虽然经过漫长的地质年代仍然没有被胶结。例如苏联里海以西的巴库油田，第三纪中新世（距今约2000万年以前）的砂层，至今仍未固结，以至喷泉可把大量砂粒带出。

三、重结晶作用

沉积物在温度、压力的影响下可部分发生溶解和再结晶作用，使非晶质变成结晶质，细粒晶体变成粗粒晶体，从而使沉积物固结成岩，沉积物的这种固结过程称重结晶作用（recrystallization）。化学沉积物、生物沉积物和生物化学沉积物通常都以这种方式为主形成岩石。

通过重结晶作用，可以使一些较不稳定的矿物质点，变为较稳定的矿物质点。常见的重结晶矿物晶粒有方解石等。矿物发生重结晶后分子体积变小。石英质的碎屑物也可以经重结晶作用而形成石英晶体。沉积物中的胶结物发生重结晶作用后，可以形成颗粒细小的矿物，使颗粒胶结得更紧，岩石变得更坚硬。各种碎屑沉积物经压固、胶结和重结晶作用后形成各种沉积岩，如砾石等粗屑沉积可胶结而成砾岩；粘土质沉积物经压固形成粘土岩（如页岩、泥岩）；化学沉积物和生物沉积物经压固、重结晶和胶结作用后分别形成化学沉积岩和生物化学沉积岩（如石灰岩、盐岩、油页岩）等。

经过成岩作用后，沉积物的层理构造和层面构造大都可以保存下来，沉积物中所含的生物遗体和遗迹可以经石化作用后形成化石而保存在沉积岩中。

第十四章 构造运动和地质构造

第一节 构造运动的概念和类型

外力地质作用形成了各种沉积物和地形形态，从而改变了地壳的面貌。但对地壳的内部构造以及地球整体构造的特征来说，则主要是受内力地质作用的控制。内力地质作用主要包括构造运动、地震、岩浆作用和变质作用。构造运动形成了地壳中的各种构造形体，决定了地壳的构造特征。岩浆作用和变质作用形成了地壳的主体岩石——岩浆岩和变质岩。构造运动是引起岩浆作用、变质作用和构造地震的主要原因。各种内力地质作用之间的关系是十分密切的。研究地质构造和构造运动对了解地壳历史具有重要的意义。

一、构造运动的概念

构造运动（tectonic movement）或地壳运动（crustal movement）是由于地球内部原因引起的组成地球物质的机械运动。它可以引起岩石圈的演变；促使大陆、洋底的增生和消亡；并形成海沟和山脉；同时还引起岩石产状和构造形态的改变，并导致发生构造地震等。

我国古代的学者如北宋的沈括以及朱熹等都对海陆变迁及地壳运动有所认识。例如朱熹在《朱子语类》中写有"尝见高山有螺蚌壳，或生石中，此石乃旧日之土，螺蚌即水中之物，下者变而为高，柔者却变而为刚"的论述。他们根据实际观察，运用现实主义的原理来分析地壳的变化，阐述了化石的成因以及山脉和岩石形成的概念。

地壳运动和构造运动这两个名词一般是混用的。不过构造运动常常着重指引起岩石变形（形成褶皱、断裂等）的构造变动。所以地壳运动的涵义比构造运动的含义更广一些。

二、构造运动的类型

传统的分法是将构造运动分为造陆运动（epeirogeny）和造山运动（orogeng）。前者指地壳大面积缓慢升降的垂直运动，后者是与山系的形成有密切的关系，产生大规模强烈的褶皱与断裂的水平运动。现在一般按照构造运动的方向分为两类，即升降运动和水平运动。

升降运动 地壳的升降运动（vertical movement）是一种波及面较广泛、相对比较缓慢的一种地壳运动，它波及的范围大小、位置、幅度和速度也可以随时间有较大的变化。它常表现为波状的运动特点，主要引起海洋和陆地的变化，地势高低的改变，岩体的垂直位移以及层状岩石中的大型的平缓弯曲等。

水平运动 水平运动（horizontal movement）使组成地壳的物质沿着地球切线方向的运动。这种运动使地壳受到挤压、拉伸或者平移甚至旋转。它是造成板块消减、碰撞和

形成海洋中的海岭和陆地上的山脉的主要动力，是使岩石产生大规模变形和形成断裂的主要原因。

地壳形成以来一直在运动着，我们把发生在地质历史时期内的构造运动叫古构造运动（paleotectonism）；把发生在新第三纪及第四纪的构造运动称为新构造运动（neotectonism）；把发生在人类有史记载时期的构造运动叫做现代构造运动（recent tectonism）。

正在进行的构造运动可以用仪器观测（即大地测量的方法）以及用卫星监视方法进行判断，目前国外用人造卫星和在地球上放置激光反射器的方法进行测量。发生在距现在不太远的构造运动则可以利用考古资料，地形和沉积物的特征来判断。更为古老的构造运动由于经历时间太长，一般形成沉积物时的一些标志已遭到后来地质作用不同程度的破坏或叠加，有的已不复存在。所以，只能根据岩石形成时的环境特征和变化以及岩层的变位和变形等特征来判断古构造运动。现代构造运动和古构造运动的研究方法是有所不同的。

第二节 现代及新构造运动的表现

地壳运动的速度大多数是极其缓慢的，人们在短时间内是不易察觉的。如果我们选择一个固定标准进行高程和方位变化的长期观察，就可以证实现代地壳在不停地运动着。

一、升降运动的表现

居住在海边的人们，由于有一个天然的参照（海平面）来比较海陆相对高程的变化，因而易于发现地壳的升降情况。

世界上最有名的升降运动实例，是意大利那不勒斯湾普佐奥利小城北面的塞拉比斯城镇的遗迹（图14—1）。这个城镇建成于公元前105年古罗马时代，1749年从掩埋废墟的火山灰下面发掘出来。在城镇的废墟中耸立着三根高12m的大理石柱。在柱子地基以上3.6m因被火山灰所埋，所以石柱表面光滑无痕。但从这里向上有2.7m一段被海生动物——瓣鳃类钻凿了无数的梨状小孔，在虫蛀的地方以上石柱仍洁白无瑕。从以上的痕迹知道，在某一个时期内这三根柱子曾被海水淹没了6.3m，柱子被火山灰掩埋部分因受到保护而未被海生动物蛀蚀，因而只在3.6m以上的部分出现了虫凿的痕迹。

据历史材料的记载，证明这些石柱是在公元1500年下沉到海面以下6.3m的，公元1600年开始上升，1800年石柱处于最高位置。1826年时柱基反被淹没了0.3m，以后又开始下降，1878年被淹没的柱高为0.65m，1913年为1.53m，1933年为2.05m，1954年为2.5m。显然，在古城建成以后，这个地区曾经历过下降、上升、再下降的过程。

这种根据人文及考古资料研究确定地壳升降运动的例子是很多的，尤其在海边更容易发现。例如我国海南岛琼山县东寨港，该处见到水井及1911年清代宣统时期的坟墓被海水淹没的现象。据统计这里近70年以来每年下降的幅度为1.5—2cm。

地壳的升降状况，也可以利用海岸线变迁的遗迹来确定，如高出现代海平面的海蚀阶地、海蚀凹槽、滨海平原以及陆地上含有海生生物的海洋沉积物等。

例如今日广西的防城、合浦、广东省的茂名、台山、中山、潮阳等县的沿海地带，都有狭长平坦的海滨平原，伸展很远，向海面缓缓倾斜，平原上的沉积物中有海生介壳。另外在广州附近的七星岗，在高出现在海水面海浪冲蚀不到的地方，保存有海蚀凹槽和波切

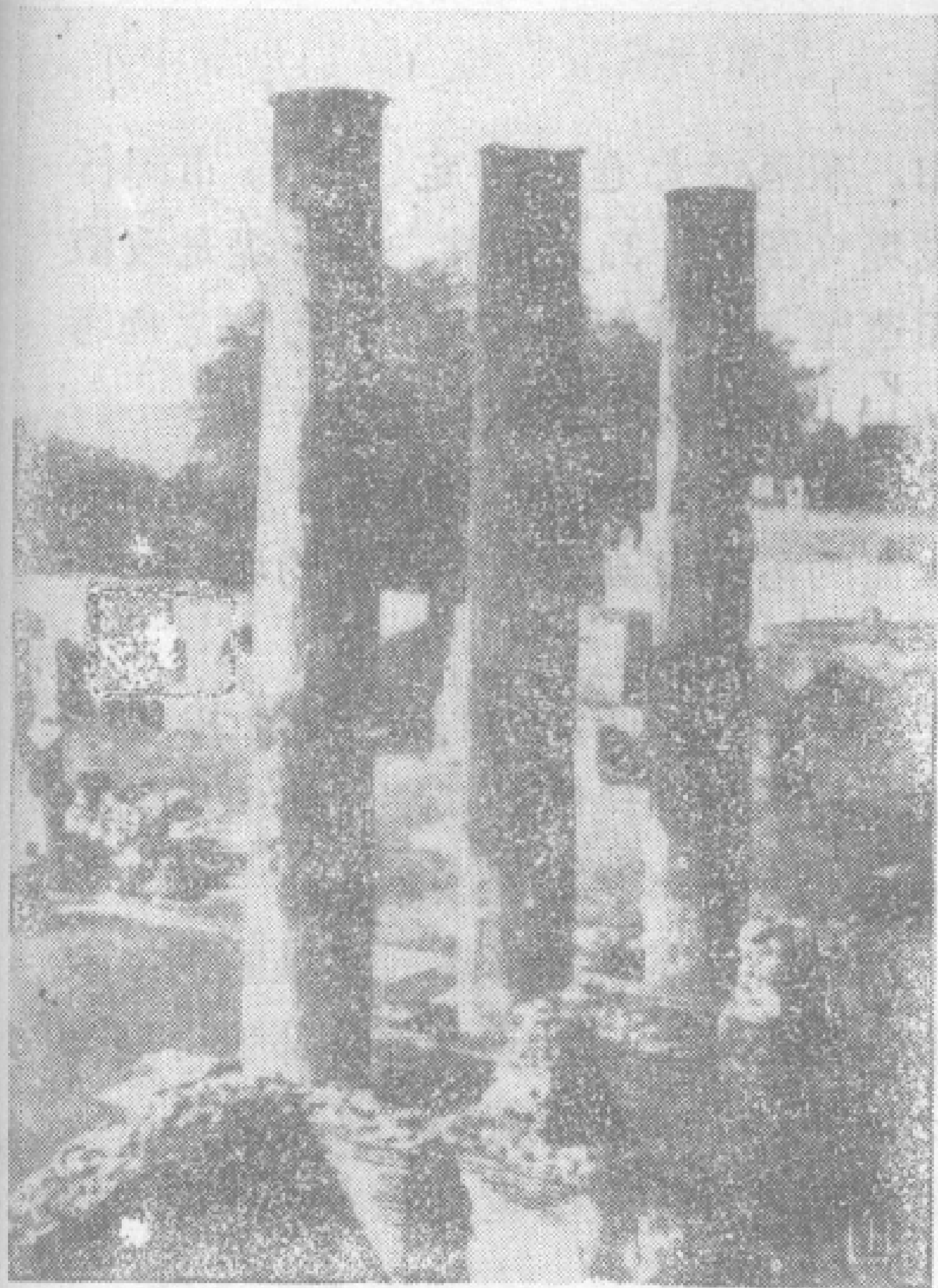


图 14—1　意大利那不勒斯湾塞拉比斯城镇废墟

（据 Fred. M. Bullard）

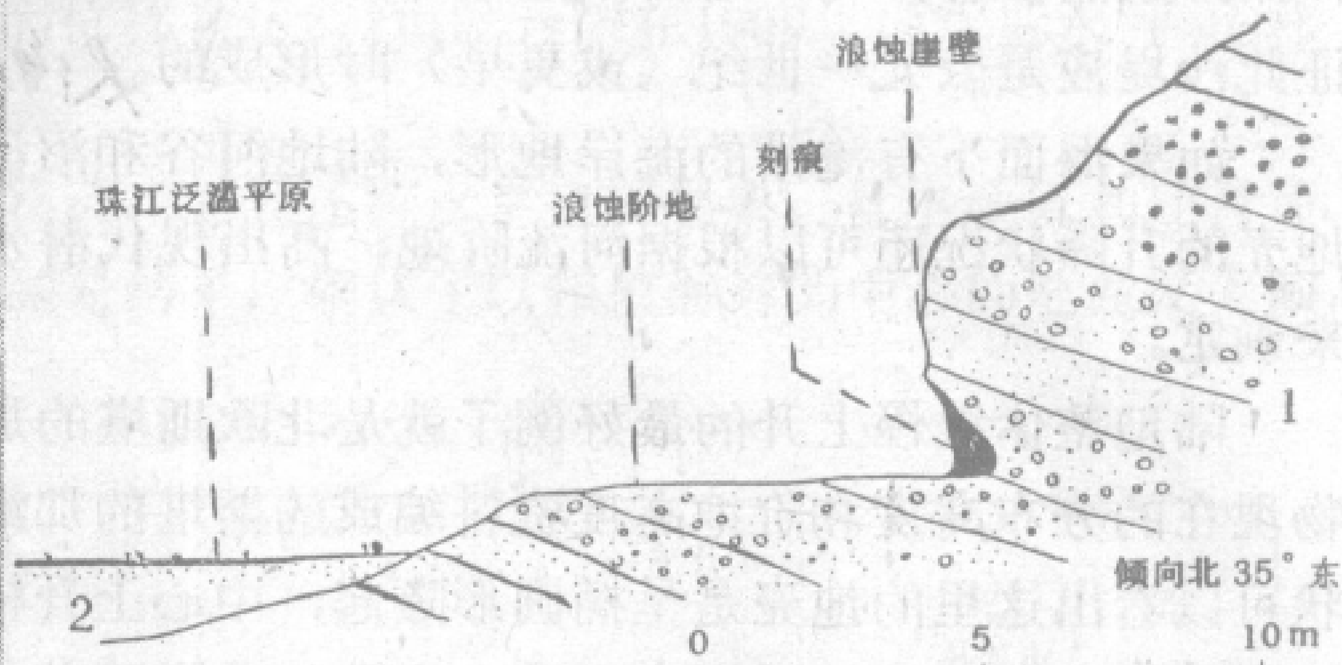


图 14—2　广州七星岗海岸上升遗迹——高出海面为波切台及海蚀凹槽

（据 陈国达）

1—红色岩层——砂岩及砾岩（第三纪初期）；2—珠江泛滥平原冲积物（现代）



图 14—3　长江下游地区古海岸线

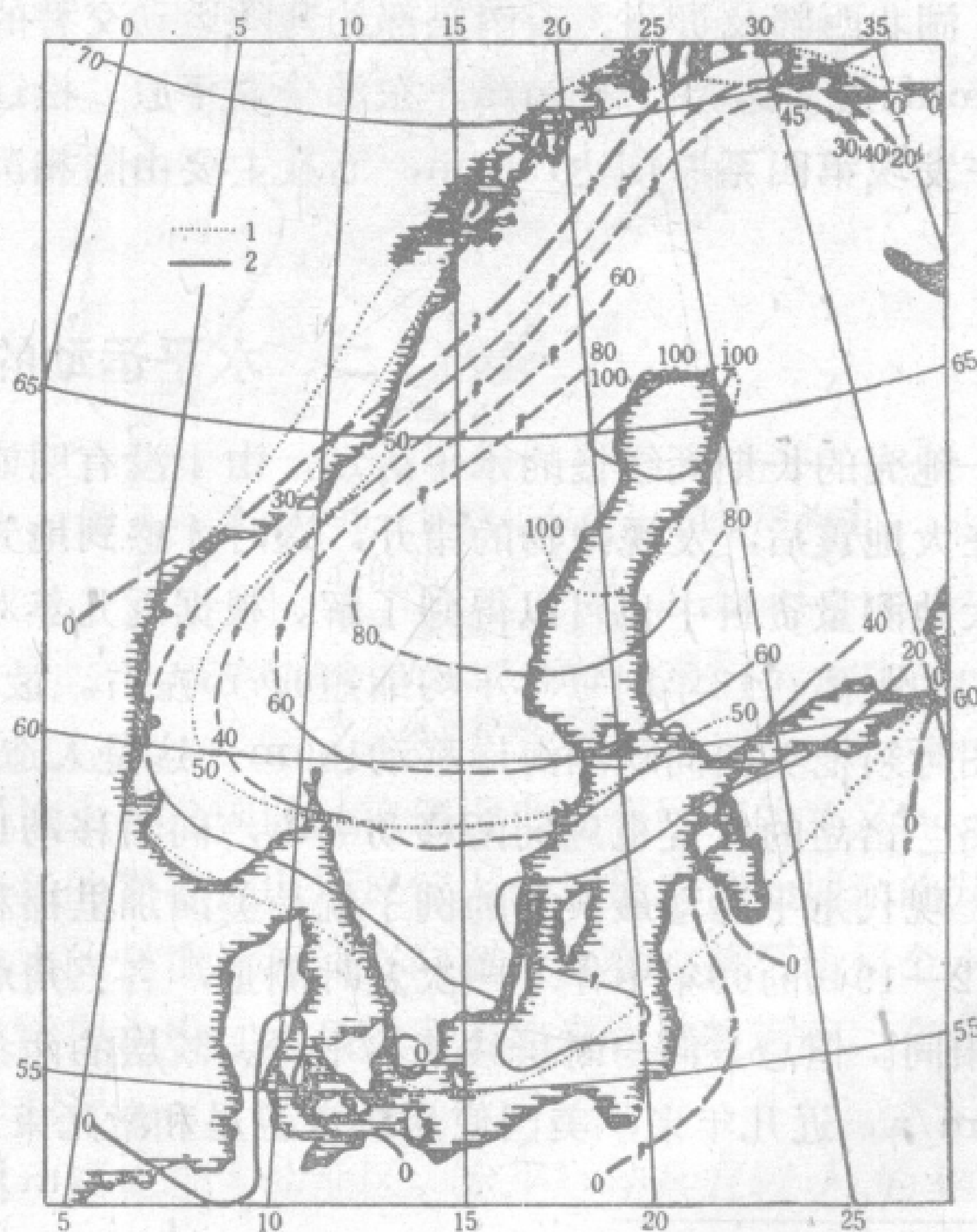


图 14—4　斯堪的那维亚半岛等上升线图

（据 古登堡）

1—上升线（以米计）；2—上升速度（单位为cm/100a）

台的遗迹（图14—2）。这些都是沿岸地带上升的结果。

在江苏长江下游的南岸，西北起于常熟市的福山，东南经太仓、嘉定、上海市闵行镇、直到滨海的拓林，绵亘着几条并列的沙堤和贝壳堤（图14—3）。显然，此沙堤是波浪作用形成的滨海沙堤，是由于陆地上升，海水后退而遗留下的古海岸遗迹。据历史文物考证此沙堤应是公元一世纪（或更早）时形成的。

如果海面下有淹没的海岸地形，陆地河谷和沼泽泥炭等，则说明地壳曾经下降。另外地壳的升降状况还可以根据河流阶地，高出现代潜水面的溶洞或高出现代海面的珊瑚礁等来确定。

陆地整体缓慢上升的最好例子就是北欧斯堪的那维亚半岛。图14—4是根据海相沉积物现在的分布高度和阶地高度资料编成的斯堪的那维亚的等上升线图。从图中等值线的形状可以看出这里的地壳是呈椭圆形隆起，中心上升幅度最大，向四周逐渐减小。

世界上许多地区近期表现为大面积的升降运动；例如，大不列颠群岛、斯堪的那维亚半岛、苏联的北冰洋地带、太平洋西部岛弧区、南美西部沿海区、以及北美东部哈得逊湾的拉布拉多半岛等地区为上升区。地中海、欧洲的比斯开湾、英吉利海峡、多维尔海峡以及墨西哥湾等地为下降地区。在升降运动频繁的岛弧及大洋沿岸地区也是世界上火山、地震活动较多的地区[1]。

我国西藏、云南高原地区以上升为主。近年来观察表明，青藏高原每年隆起速率约0.1cm。喜马拉雅山地区，在四千万年以前是一片汪洋，在二千五百万年前从海底升起，二百万年前初具规模，现已成为世界上最高山脉。新疆、青海、甘肃、内蒙、山西、陕西、湖北西部及贵州、云南东部为升降运动交替的地区。新疆天山地区上升运动速率每年为1mm，最大达为4.5mm/a。东部华北平原、松辽平原等地则以下降为主。在山东临清，钻井发现第四系厚度达1300m，而且主要由陆相沉积物组成，这证明第四纪时该区不断下降。

二、水平运动的表现

地壳的长期而缓慢的水平运动，由于没有明显的标志，所以更不易为人们所察觉。只是在大地震后，发现地物的错开，这时才感到地壳确实发生了水平运动。但是从多次的精密大地测量资料中也可以得到了解。根据近几年对格林威治和华盛顿间的经度观察，证明它们的距离在13年内每年平均缩短0.7m左右。最近据报告，英伦三岛也在移动，绘制新地图时须把英国向欧洲海岸移动190m，这是人造卫星为各大陆确定坐标时发现的。而且苏格兰诸岛的位置也应向南移动63m，向西移动116m。

现代水平运动最典型的例子就是美国加里福利亚的圣安德列斯断层带。该地区于1882—1946的65年中作了四次定时测量，各三角点水平位移矢量如图14—5。各点矢量不尽相同。但总方向与断层线基本平行。断层的两盘主要向北西方向差异移动，平均速度为1mm/a。近几年来，美国使用轨道卫星和激光束新技术来测定断层两盘的位移。该断裂

---

[1] 值得注意的是，目前世界上很多工业发达国家的不少地方地面正在缓慢地下沉，但这种地面下降的原因不是因为构造运动，而是过多地抽取地下水而引起的。例如日本环境厅归纳1977年度测量的结果表明，东京附近的琦玉县所泽地区，一年内下沉了9.8cm，六十年内东京和江东地区的三角洲一带地面下沉速率曾达到一年24cm。日本全国有五十八个地区在缓慢下沉，地面下沉面积达7785km^2，约占全国土地的百分之七。

从下中新世以后，水平运动距离已达260km。

亚洲的费尔干纳盆地与塔里木盆地间的断裂在新构造时期水平移动达370km。新疆的山地水平错动距也为20—30km。在天山地区水平运动最大的可达10mm/a

现代水平运动往往表现为在地震前后明显加快。例如美国西部圣安德列斯断层，在1906年旧金山大地震前的16年间，断层的位移量达2.2m。台湾在1906年地震后水平位移量达3m。

地壳的水平运动不仅是直线的相对移动，而且还有水平扭转现象。日本藤原和迁村等根据1884—1899年和1924—1925年两次测量结果，确认了以相模海湾为中心的地壳发生顺时针方向的旋动现象（图14—6）。

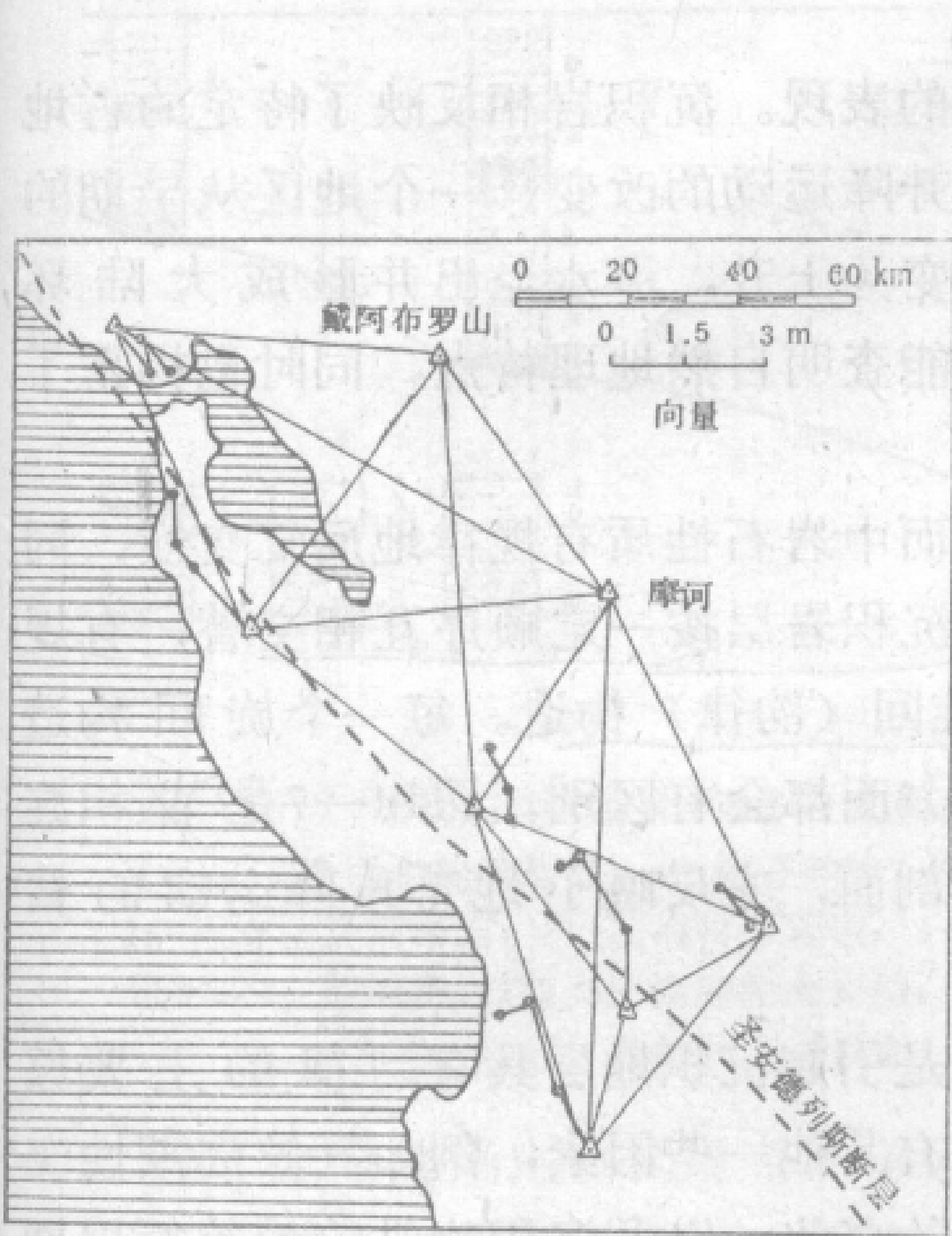


图 14—5 旧金山附近三角测量点的相对位移

（据 C.A. 怀滕，1948）



图 14—6 1899—1924年日本以相模湾为中心的近水平扭动

（据 藤原迁村等简化）

图中箭头的方位表示各点的位移方向；长短表示水平位移的距离

对现代和新构造运动的研究无论在理论上以及国民经济建设上都有巨大的意义。

地壳的升降运动虽然很缓慢，但是长年的累积可以形成惊人的后果。例如地面的升降会使一个地区水文状况发生改变，河流排水的强度、流动方向都会改变，甚至使整个水系发生改变。因而在建筑巨型水力发电站、巨型水库时，必须考虑地壳运动的影响。在改造河口、修建海港时，也要了解海岸的升降情况。

现代发生地震的地区也往往是水平运动幅度较大的地区。水平运动具有较大的破坏力，在工程建筑的设计和国民经济规划中尤应重视。

现代构造运动是我们唯一能够直接观察和直接测量的构造运动，这些资料对了解地质历史时期构造运动的特点有着重要的意义。

第三节 地质历史时期构造运动的表现

地壳运动在地质历史时期中，也是经常在进行的。由于距今年代久远，许多标志早已被破坏，只能根据保存在地壳中的部分遗迹来确定。地史时期的地壳运动，可以根据地质剖面、大地构造的历史分析以及岩石变形的特征等来认识。

一、升降运动在地质剖面中的表现

根据地质剖面中岩石的岩相、岩层厚度和岩层间的接触关系，可以恢复过去的升降运动。

剖面中岩相在垂直方向上的变化是地壳升降运动的表现。沉积岩相反映了特定的古地理环境，古地理环境在时间上的变化主要取决于地壳升降运动的改变。一个地区从早期的海相沉积转变为后期的陆相沉积，说明地壳由下降转变为上升，海水退出并形成大陆环境。研究一个地区不同时期岩相类型的改变，一方面能查明自然地理特点，同时也揭露了地壳升降运动的性质。

地壳运动节奏性的变化，会引起沉积岩在地层剖面中岩石性质有规律地反复变换，同时也引起岩相有规律的变化。在沉积岩地层剖面中，沉积岩层按一定顺序互相交替，有规律的重复（即粒度、成分等岩相内容的重复），称为旋回（韵律）构造。每一个旋回构造不是简单地重复，他们在成分、厚度、结构、生物等方面都会有区别。图14—7是岩相旋回构造的地层剖面，它反映了地壳升降运动的情况。

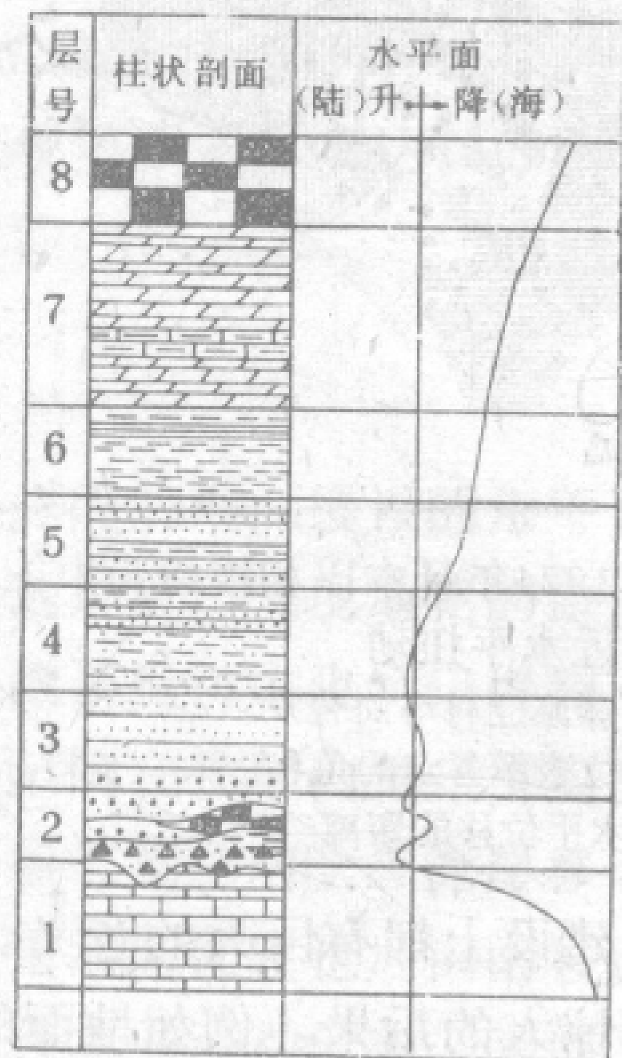


图 14—7 河北开平下寒武统地层柱状图、曲线表示地壳升降运动
（据 王鸿祯）

1—燧石灰岩；2—角砾岩及砂岩；3—石英砂岩；4—泥质砂岩；5—含海绿石砂岩；6—页岩；7—泥页岩；8—块状灰岩

地壳运动是引起沉积地层具有韵律的主要原因。此外，还有其他一些因素，例如气候周期性变化、海水运动的变化、以及沉积物供给量等的周期性变化都能形成韵律构造。

韵律的规模可以非常巨大，厚度由数米至数百米，也可以薄至只有1—2mm，或者是同一层中某种结构的非常细小的重复。

如果，同一时期中不同地区的地壳升降状况不一，或甲地上升为陆地，乙地下降为海洋。或者甲、乙两地同时下降，但甲地下降得多些，成为浅海环境，而乙地下降得少些，成为滨海。显然，在这种情况下，甲、乙两地同时代的地层中的岩相是不同的。如果甲、乙两地相邻，则两地的岩相变化是相互过渡的，即由甲地的海相渐变为乙地的陆相，在两地区交界地带则为海陆交互相，因而岩相在平面上的变化，也是地壳升降运动的反映。

在同一个沉积盆地中，根据韵律构造的完整性及其明显程度，也能追述升降运动在空间分布的特点。例如图14—8是一个盆地中的浅海韵律构造，接近大陆位置A处的韵律构

造，往往只保存了海进部分，丧失了海退的沉积地层，在剖面中表现为被很多冲刷面所分隔的海进超覆岩系的重复。这种韵律的不完整性有时愈靠近大陆愈为明显。在相反方向，即往海盆地深处C的位置，韵律构造表现得十分不清楚，甚至看不出韵律来。这是由于剖面中没有冲刷面的界线，缺失陆相碎屑岩沉积。而在过渡处B点就有比较完整的韵律构造，但每一个韵律的岩相、沉积岩成分和构造也是不同和不对称的。

从以上三个地层剖面的分析可以了解，同一沉积盆地中C处沉降幅度较大未露出地面，而A处为上升幅度较大的地区。

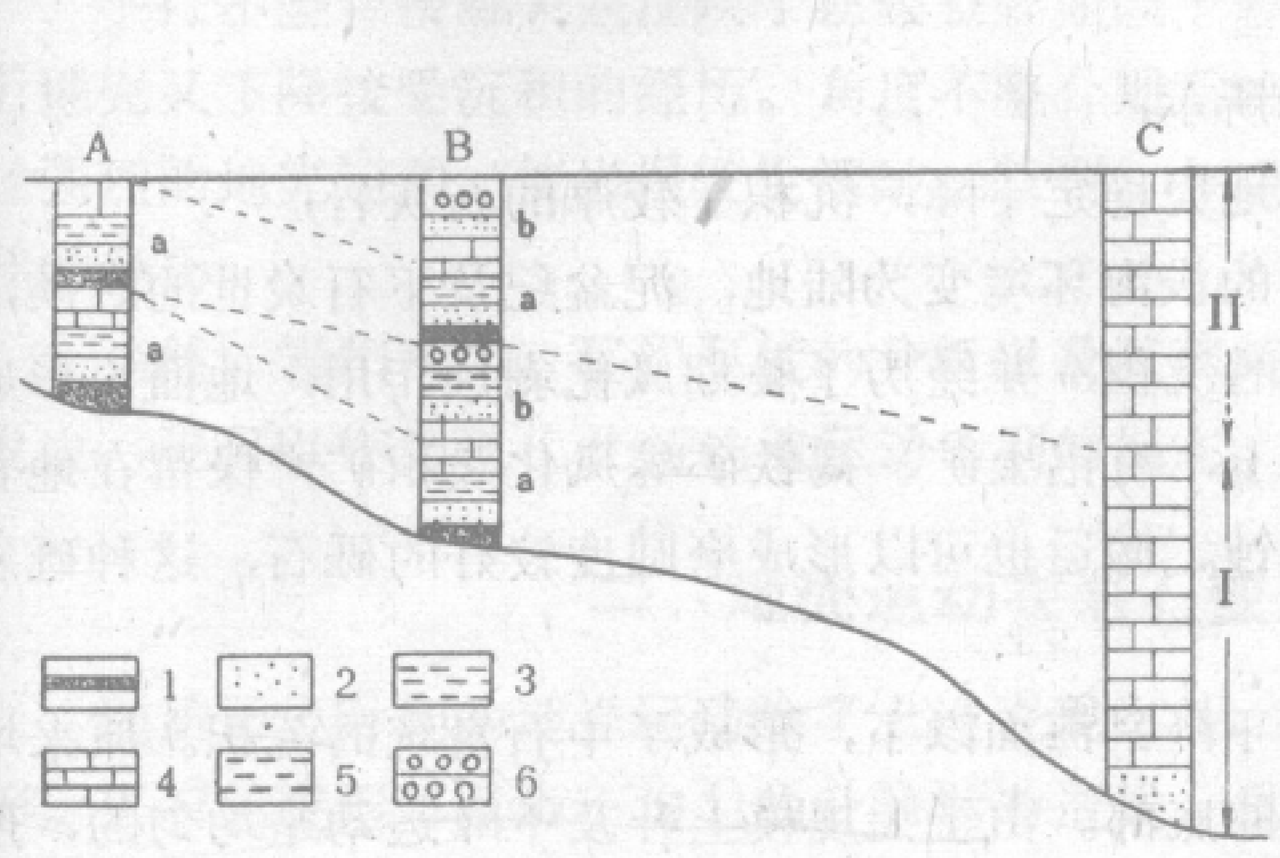


图 14—8 浅海盆地韵律构造组成和变化简图

Ⅰ、Ⅱ—为两个韵律构造；a—海进韵律；b—海退韵律
1—近海泥炭沼泽相；2—浅海粉砂岩相；3—浅海泥质岩相；4—浅海灰岩相；5—泻湖泥质岩相；6—河床相砾岩、砂岩；曲线代表侵蚀面

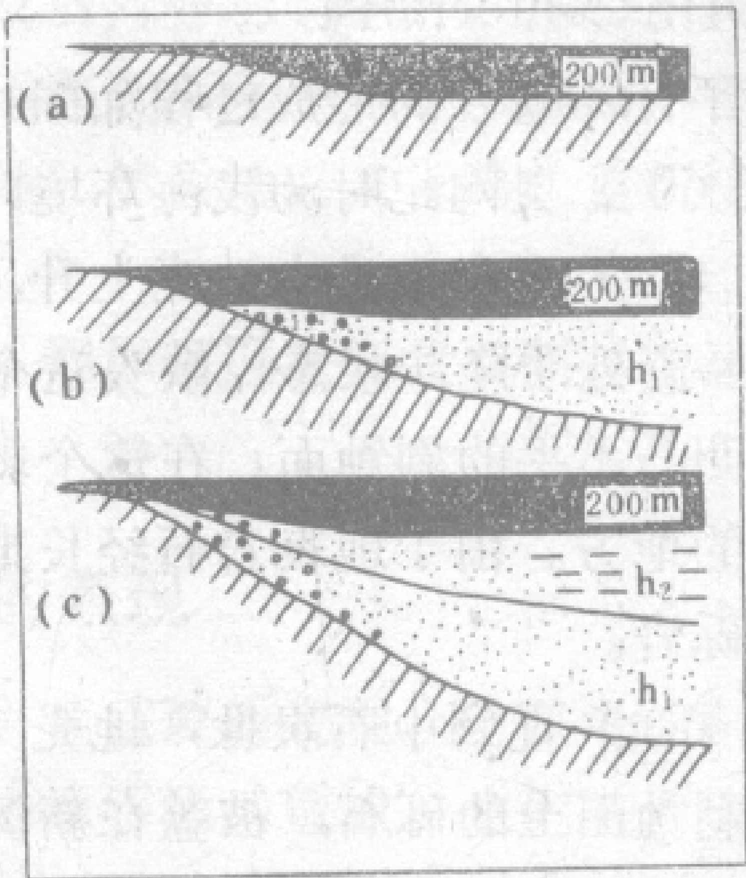


图 14—9 沉降幅度与沉积厚度关系示意图

a—浅海盆接受沉积；b—海盆保持浅海相深度，地壳下降，沉积厚度为h；c—海盆仍保持浅海深度，地壳继续下降，又沉积了h_2，海盆总厚度$=h_1+h_2$（即地壳下降幅度）

至于定量的确定古代地壳升降运动的幅度，则主要依赖于沉积厚度的分析。

沉积厚度是地壳下降幅度的标志。在地壳稳定的情况下，一定环境下形成的沉积物的厚度有一极大值，如浅海中沉积厚度的极大值不超过200m（平均值），河流沉积的最大厚度不超过深水区在洪水期的深度。但是，许多地区都发现岩相类型不变，而沉积物的厚度却大大超过沉积形成时的极大值。如华北燕山山脉中、晚元古代浅海相沉积厚度就达万余米。这显然不可能是在地壳上升或相对静止状况中形成的，因为上升时不但浅海相要变为滨海相甚至变为陆相或遭受剥蚀，而且厚度也不可能如此之大。在一定时期内，岩相不变，而沉积物的厚度超过沉积盆地深度的极大值时，就表明是在地壳一边下降一边沉积的状况下形成的。因此，地质剖面中如果在一定时期内岩相基本稳定，那么沉积厚度可以大致作为该时期内地壳的下降幅度（上升幅度和下降幅度的代数和）。图14—9表示沉降幅度与沉积厚度的关系。

确定地壳的上升幅度比确定地壳的下降幅度要困难得多。大陆冲刷面必然代表沉积盆地的上升，但是上升的幅度只能根据邻区的资料间接推定。例如，同一沉积区A地上升，但B地仍保存这一时期的沉积厚度100m，则可间接推定A地在该时期相对上升为100m以上。当然，这种估计是十分粗略的。

地层的接触关系在确定地壳的升降问题上占有重要的地位。在地壳稳定下降的情况下，岩层是连续沉积的。岩层的年代是连续的，老的岩层沉积在下面，新的岩层分布在上

面，层与层之间是平行接触的关系。沉积岩层时代连续的接触关系叫整合接触（Conformity）。我们在野外所看见的岩层接触关系并不总是这样的，有的岩层虽然也是互相平行，但上下两套岩层却不是连续沉积的，往往有很大的时间间隔。例如我国北方，在中奥陶统石灰岩之上，沉积的不是上奥陶统，而是中石炭统，中间缺失了上奥陶统、志留系、泥盆系和下石炭统；虽然中石炭统和中奥陶统是平行接触，但是中间被一个风化剥蚀面隔开。在这个风化面上常常保存有大陆上长期风化形成的残积物，如铝土矿及褐铁矿等。上、下两套地层有明显的沉积间断，时代不连续，而呈平行的接触关系叫平行不整合（假整合）接触（disconformity）。

平行不整合的形成过程如图14—10所示：

（1）奥陶纪时为浅海环境，此时地壳稳定下降，沉积了较厚的石灰岩；

（2）中奥陶世末地壳上升，原来的浅海环境变为陆地，泥盆纪及下石炭世的时候，地壳一直处于隆起状态，缺失这个时期的沉积，并经历了长期风化剥蚀作用，地面上形成一片凹凸不平的剥蚀面。在这个剥蚀面上，有铝土矿、褐铁矿等风化残积矿产保留在地表低凹的地方。由于地表岩石经长期的剥蚀、搬运也可以形成磨圆度较好的砾石，这种砾岩叫底砾岩。

（3）直到中石炭世，地壳又重新下降到海面以下，形成了中石炭统的沉积。原来堆积在剥蚀面上的砾石，被盖在新沉积层的底部。由于大规模上升及下降运动是均匀的，所以上、下两套沉积层的层面相互平行，呈平行的接触关系，但上、下沉积岩层的时代是不连续的。

另一种地层接触关系是角度不整合（angular unconformity）。角度不整合是指上、下两套地层有明显的沉积间断，时代不连续，而且呈一定角度相交的接触关系。

图14—11概略地表示了角度不整合的形成过程：

（1）沉积盆地在地壳稳定下降的情况下形成了一定厚度的沉积岩，即原始水平岩层；

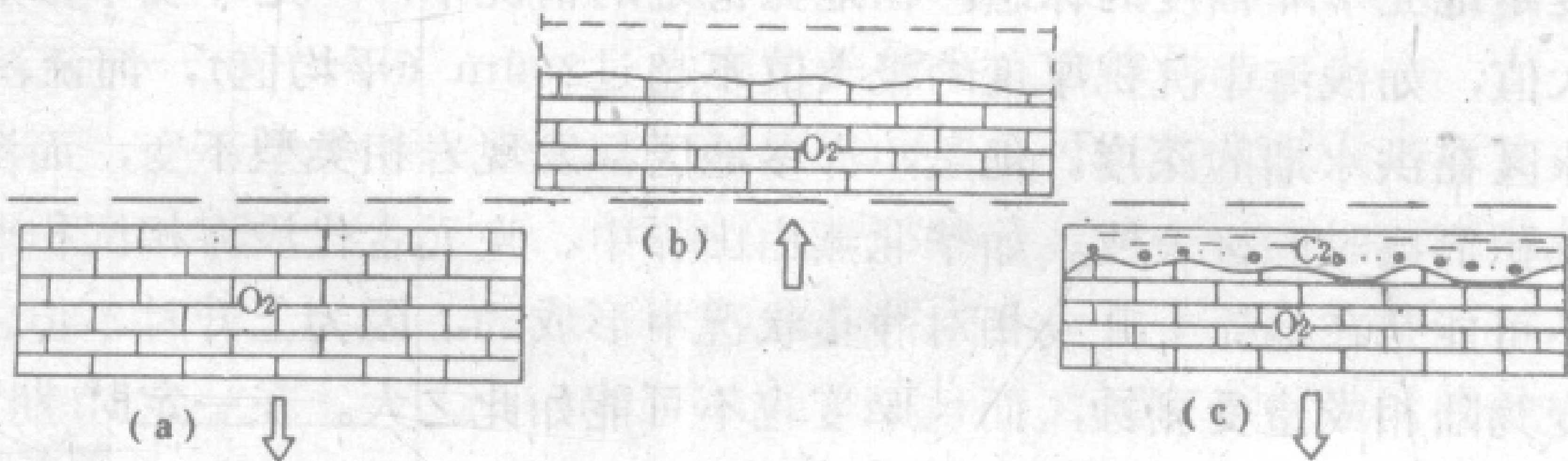


图 14—10 平行不整合形成过程

（说明见正文）

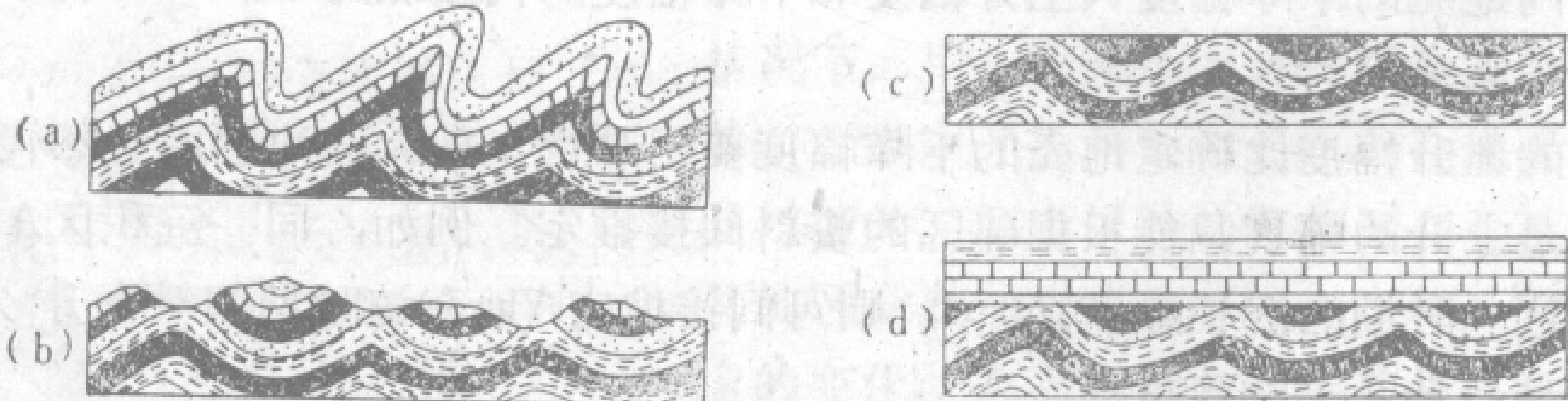


图 14—11 角度不整合形成过程

（据 A.Holmes）

（说明见正文）

（2）发生水平运动，使岩石遭受挤压、褶皱（图14—11a）；

（3）在这个过程中可以伴有断裂的形成及岩浆的侵入，在褶皱的同时地壳不断上升；

（4）、（5）上升到达一定高度遭受风化剥蚀作用并形成了剥蚀面，与此同时可在剥蚀面上形成残积矿产及底砾岩(图14—116、c)；

（6）、地壳重新下降，上面又沉积了新的岩层。这样，就造成了在时代上有间断的两套地层之间呈一定角度相交的角度不整合（图14—11d)。

平行不整合接触关系反映了在假整合面以下岩层形成后，曾均匀上升，接受剥蚀，然后地壳又下降接受沉积的经历。角度不整合则反映了在不整合面以下岩层形成后，曾遭受过强烈的地壳运动，使岩层发生褶皱、断裂，并遭受剥蚀，然后地壳又下降，重新接受沉积的经历。

当然，岩相变化，沉积厚度的分析以及沉积间断等，同样可以在现代及新构造运动时发生，也可以作为现代及新构造运动识别的标志。

二、地壳运动在岩石变形上的表现

地质历史时期的地壳运动除了上述表现之外，还有一项重要的表现，就是岩石的变形。岩石的变形可以由不均匀的升降运动造成，也可以由水平运动造成。它们是古代地壳运动的主要识别标志。

当地壳升降运动是在稳定的状况下进行时，即上升或下降在各处的速度和幅度相同的。那么沉积区中形成的岩层总的看来是水平的。如果一个地区内地壳的升降幅度和速度不一，那么岩层就会发生弯曲，在上升地区岩层变成向上拱的弧形，下降地区则变为向下弯的弧形。这种平缓的弯曲可以连成波浪状。

形成在海洋盆地或大陆平原上的沉积岩层，其原生产状是水平的，或接近水平的。如果在水平运动引起的挤压力、张力或扭力的作用下，原始产状就要发生改变。岩层在水平压力的作用下，可以形成波浪状弯曲，在张力的作用下，岩层可以变薄，进而断开。在扭力作用下也可以发生弯曲或破裂。因而，可以根据岩石变形的特征，判断地壳运动的情况。

地质历史时期规模巨大的地壳运动，有时往往需要对大区域甚至全球性的地质构造进行历史发展的分析，也就是大地构造的历史分析，才能确定。

大规模的大陆水平漂移，是根据大陆轮廓的拼合，漂移的两块大陆在地质构造上的连贯性、古生物化石的相似性以及古气候等确定的。

三、构造变动的概念及类型

我们知道，沉积在海洋、湖泊和陆地平原上各种沉积物的原始层位，绝大部分是水平的，或总体看来是水平的。只有少部分地带，如滨海岸带，岛屿四周等，因受地形的影响具有一定角度的原始倾斜。但是，出露在地表的沉积岩，确很少保持其原始的水平产状，多为不同角度的倾斜岩层，或呈波状弯曲产出，甚至破裂为不连续的块体等。这些现象主要是由构造运动造成的。岩石的原始层位在构造运动的影响下所发生的变位和形变，称为构造变动（tectonic disturbance），或称构造变形（tectonic diformation)。

构造变动按其表现的主要形式可分为两种类型：一类是岩层弯曲，而岩石的连续性仍

然存在，叫褶皱构造；另一类是岩层中产生了破裂面，岩石的连续性遭到了破坏，叫断裂构造。自然界中这两类构造的关系密切，而后一类常常是前一类进一步发展的结果。

第四节 岩 层 产 状

在构造运动的影响下，岩层变动后可以形成各式各样的几何形体，称为地质构造（geologic structure）。不论构造形态多么复杂，它总是以一定数量和一定空间位置的岩层或岩石中的破裂面构成的。因此，确定这些岩层及破裂面的空间位置，以及它们在地面上表现的特点，就成为研究构造的基本内容。

一、岩 层

地壳表面上分布最广的岩石是沉积岩，它最重要的特征是具有层理（bedding）。层理是由组成岩层的物质在垂直层面方向上的递变而产生的原生层状构造。沉积岩的基本单位是岩层（stratum）。岩层由成分大致一致的物质组成。其上、下有两个平行的或大致平行的分界面，与其相邻的岩层分隔开来，这种岩层间的分界面叫层面（bedding plane）。原始产状的单一岩层，两个层面的位置，有上、下层面之分。即顶面（superface）和底面（subface）。岩层顶底面间的垂直距离是岩层的真厚度。同一岩层的厚度通常是一致的，如果同一层中厚度发生变化时，岩层面也就不平行了。当岩层向某一方向逐渐变薄并消失时，叫岩层的尖灭。

二、岩层的产状要素

岩层的产状是指岩层在空间的位置。对岩层的产状，地质学上用走向、倾向和倾角来确定。这三者称为岩层的产状要素（elements of attitude），（图 14—12）。

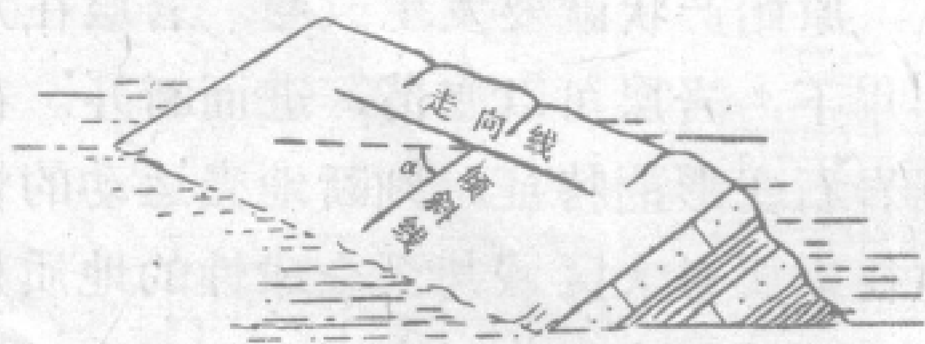


图 14—12　岩层的产状要素

走向　走向（strike）是表示岩层在空间的水平延伸方向。岩层面与水平面的交线称为走向线。走向线与地理子午线间所夹的方位角就是走向方位角。岩层的走向用走向线的方位角表示。同一岩层的走向有两个值，其数值相差180°。

倾向　倾向（dip）表示岩层倾斜的方向。它垂直于走向线、沿层面倾斜向下所引的直线称为倾斜线。倾斜线在水平面上的投影线所指的方向称为倾向。倾向一般用方位角表示，数值与走向相差90°。

倾角　倾斜线与其在水平面上的投影线间的夹角，叫真倾角，简称倾角（dip angle）。它是岩层面与水平面间的最大夹角。在不垂直岩层走向线的任何方向上量得的倾角，叫视倾角或假倾角。视倾角总是小于真倾角。当测量视倾角的方向线越近走向线，则视倾角与真倾角相差越大，如测量的方向线接近倾斜线，则视倾角与真倾角的差值越小。

倾向与倾角又合称为倾斜。

岩层的产状要素在野外是直接用地质罗盘测量出来的。测得的岩层产状要素用规定的文字和符号记录在图上。文字记录的格式通常是：SE（象限）120°（倾向方位角）∠30°（倾

角)。因为走向的方位角是倾向方位角加或减90°，所以一般不必记录走向，直接记下倾向就可以了。走向，倾向及倾角在平面图上用人30°来表示的。符号中的长线代表走向，短线代表倾向，符号旁边加注的数字为倾角。在平面上画产状符号时，走向及倾向应按实测数值标定，长短线的交点应落在测量位置上。

三、水平岩层、倾斜岩层和直立岩层

岩层在空间的位置虽然很多，但概括来说只有水平的、倾斜的和直立的三种基本情况，其中以倾斜的最常见，分布最广。水平的只有少数地区内才能看到，直立的岩层也是局部现象。

水平岩层　一个地区出露的岩层其产状是水平的，或近于水平的叫水平岩层(horizontal stratum)。水平岩层通常是保持了岩石的原始产状。原始的水平岩层在构造运动的影响下，很难全部保存下来，只有在少数构造运动特别微弱，或升降运动十分均匀的地区才能看到。因此，水平岩层在大陆上所占的面积是不大的。例如我国陕北某些地区的中生代地层，倾角极小（1°—2°）大体上接近水平产状。川中盆地的上侏罗统岩层，在某些地区也表现为水平产状。

水平岩层的相对年代可以按照地层层序律来确定，即下部岩层时代是老的，上部岩层的时代是较新的。

水平岩层在地面及地质图上的宽度及形状，主要与地形特征和岩层厚度有关。

露头是指生根岩石暴露在地面的地点。露头宽度是岩层在地面出露宽度的水平投影。它的宽度是受岩层产状、地形坡度以及岩层厚度三个因素控制的，而主要受地形的影响。水平岩层厚度一定时，露头宽度与地形的坡度成反比，坡度大的地方露头宽度窄，平缓处的露头宽度大。(图14—13图)。

倾斜岩层　岩层面与水平面有一定的交角，岩层的倾角大于0°、小于90°的称倾斜岩层（tilted stratum)。构造运动改变了岩层的原始水平状态，使岩层发生倾斜。当然也可能由于原始地形的影响使沉积岩层的原始状态就是倾斜的。不过原始的倾斜岩层角度往往都比较小。倾斜地层在大范围内，常常是褶皱的一翼或断层的一盘。

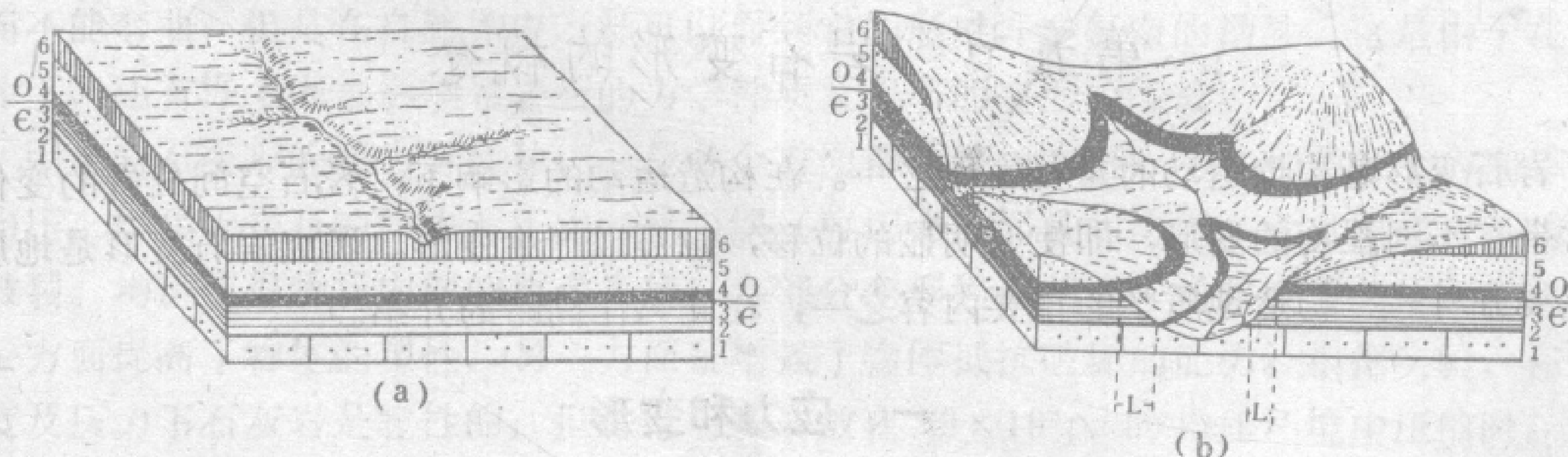


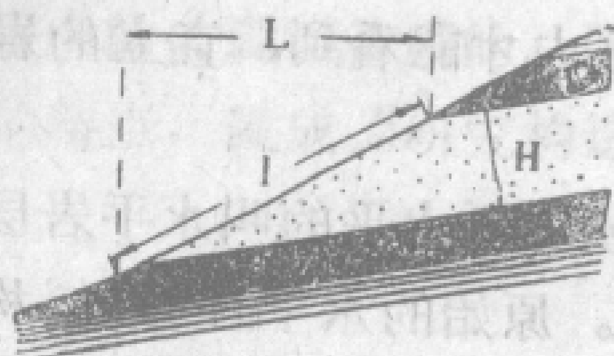
图 14—13　水平岩层的露头宽度与地形的关系

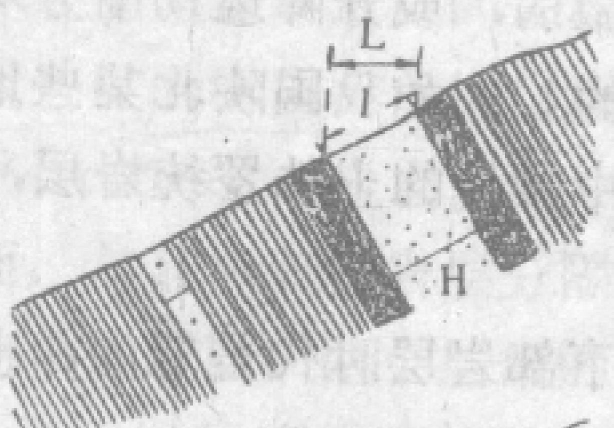
（a）—地形平坦的，地面只出现单一岩层；（b）—地形强烈切割，露头宽度与地形的关系；L—表示露头宽度

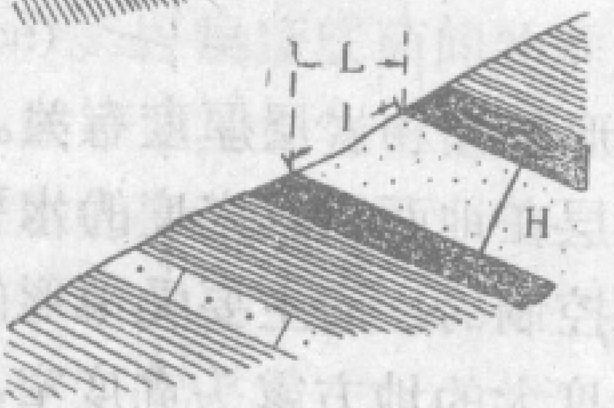
岩层顺序正常时，地面出露的顺序顺倾斜方向是由老到新的，从反倾向方向观察，地层是从新到老依次出露的。如果地层顺序是倒转的，则顺倾向与逆倾向方向地层出露的新

老次序与上述情况相反。

倾斜岩层露头宽度的变化情况较为复杂，它既受地形的影响，又受岩层产状的影响。露头宽度的变化，主要决定于岩层面与地面两者的相互关系。当两者越接近一致（相互重合或地面位于同一岩层上）时，露头宽度越大。当两者越接近垂直时，露头宽度越小（图14—14）。倘若地面是水平的，岩层厚度一定时，露头宽度则与岩层倾角成反比，即倾角陡时则宽度小，倾角平缓时宽度大。







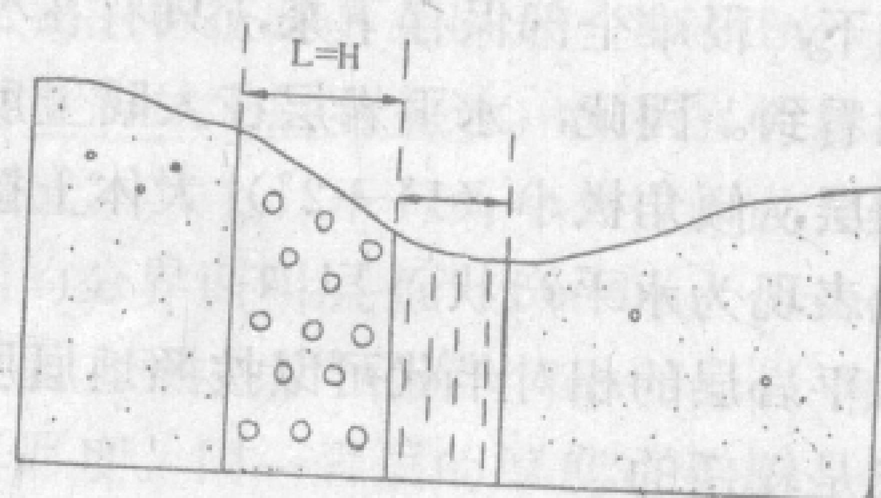


图 14—14 倾斜岩层的露头宽度的变化

H—岩层厚度；l—岩层的地面出露宽度；L—岩层的露头宽度

图 14—15 岩层直立时，露头宽度与岩层厚度一致

直立岩层 岩层面与水平面相垂直时，称直立岩层（vertical stratum）。它的露头宽度与真厚度相等，不受地形的影响（图14—15）。

第五节 岩石变形的概念

岩石变形是构造运动的重要表现之一。在构造运动的影响下，岩石空间位置的变化，通常带有不同程度的变形，即使无明显的位移，也可以产生变形。研究岩石变形是地质学的重要分科——构造地质学的重要内容之一，在此只作简略的介绍。

一、应力和变形

在构造地质学中，往往利用一些固体变形的资料来说明岩石变形的情况。这些资料主要是在实验室研究中得到的，与岩石在地质条件下的变形有相当大的差别，但仍在一定程度上有助于了解岩石的变形与地应力之间的内在联系以及在构造运动影响下地质构造分布的规律。

固体形状的保持，是由于物体内部质点间相互作用力达到平衡的缘故。物体受力发生

变形。施加于物体上的力叫外力；物体内部各部分之间的相互作用力叫内力，这个力是由于物体受外力作用后引起的分子间结合力的改变量。内力的大小与外力相等，方向与外力相反。固体内部单位面积上的内力，叫应力（stress）。它的单位是kg/cm^2。在应力的作用下，物体内部质点间相互作用力的平衡遭到破坏，物体就要发生变形。

按应力的性质，可分为张应力、压应力和剪应力。

二、岩石变形的特点

物体各部分相互位置的变化叫变形（deformation）。它可以是形状的改变，也可以是体积的改变，或两者都发生改变。变形主要是由于物体受力的作用所引起的，由于作用力的方式不同可以发生不同的变形。例如使物体拉伸、压缩、弯曲以及剪切等等。

岩石的变形与其他物体一样，一般都经过弹性变形、塑性变形、脆性变形（断裂）三个阶段。

当外力不超过某一定值时，物体受外力作用所发生的变形会随外力的撤消而消失，又能恢复到变形前的状态，这种变形叫弹性变形。这是变形的最初阶段，其特点是应力与变形成正比，符合虎克定律。由于弹性变形很难在地质体中保留下来，因此，在研究地质构造上的意义不大。

应力超过了弹性极限后，岩石会发生较大变形，这时当作用力撤去后，岩石不能恢复其原状，而保留一定的剩余变形，这种叫塑性变形。它在地壳中广泛存在，褶皱构造就是岩层塑性变形的结果。

当塑性变形到达一定限度时，如应力再增加，物体中就会出现破裂面，甚至沿着其中一个或几个破裂面发生移动，这叫做脆性变形。地壳中广泛分布的断裂即为岩层的脆性变形。

物体具有弹性、塑性以及脆性，是指在地表常温、常压条件下以及短时间内物体在实验室内加力实验时上述三个阶段的明显程度而言。塑性变形阶段长的物质叫塑性物质；塑性变形阶段不明显，在弹性变形之后很快就出现破裂的称为脆性物质。物体的机械特性不仅与其本身的特性有关，还与物体变形的环境有关，即与物体变形时的温度、压力、时间等因素有关。例如砂岩、石灰岩等看起来很坚硬且具脆性，在常温常压下受力作用只能破裂而不能弯曲；但是在自然界中，却可以看到它们形成许多复杂的褶皱。这是由于在自然条件下，还有许多因素影响着岩石的力学性质及岩石的变形的缘故。

引起岩石变形的压力有两种，一是各个方向都相等的均压；另一种是各个方向不等的非均压，作用于岩石的张力、压力以及力偶（剪切力）都是非均压，它可引起岩石的变形及破裂。均压使得物质内部的质点靠拢，各部分变形程度相同，通常表现为体积缩小。均压一方面提高了物体的塑性，另一方面是增强了物体抵抗破坏的能力。根据实验，在普通温度及压力下石灰岩是脆性的，但是把石灰岩放在10×10^8pa的均压环境中压缩时，即使体积被压缩50%也不会破裂。如果按照地球内部压力变化的规律计算，10×10^8pa力就相当于地壳中40km深处的压力了。

温度的升高可使物体内部质点间的热运动加强，质点间联系减弱，因而使位移变得容易。所以，温度升高使得塑性变形更加显著。许多岩石在低温时表现为脆性，而在高温时则具有较大的塑性。据地热增温率，我们不难理解地壳深处的岩石要比地表的塑性大得

多。

作用力的时间因素对岩石的特性影响也很大。例如冰块在快速打击下呈脆性崩裂，但是，如果将一定厚度的冰层两端垫上物体，经过一个较长的时间后，冰层在其本身的重量影响下，会呈现塑性变形，其两端会向下弯曲而不破裂。固体冰川能运动的原因之一就在于此。

此外物体和溶液接触或岩石中存在液体时，也会增大物体的塑性，使物体易于塑性变形。

由上述情况可以推想，岩石在地壳内变形的情况是十分复杂的。当我们把上述因素结合起来考虑时，可以认为，从地面往地壳深处，由于温度及压力增加，岩石的塑性必然是随深度而增加的。

第六节　褶　皱　构　造

褶皱（fold）是地壳中常见的构造形态，是岩石受力发生的弯曲变形。在层状岩石中它表现得最明显。

一、褶皱的基本类型

褶皱的基本类型有两种，即背斜（anticline）和向斜（syncline）（图 14—16）。背斜在形态上是向上拱的弯曲，中心部分为老地层，两翼岩层依次渐新。向斜是中部向下的弯曲，中心部分为新地层，两翼岩层依次渐老。



图 14—16　河南方城震旦系石灰岩夹千枚岩组成的褶皱
（据《地质构造形迹图册》）

组成背斜两侧的岩层一般是背向倾斜的（背形），即自褶皱的中心向两侧倾斜。向斜一般是相向倾斜（向形），即岩层自两侧向中心倾斜。但是在实际工作中，仅仅依据岩层的产状来确定褶皱的基本类型是不可靠的，有时甚至是错误的。在个别情况下背斜在产状上也可以表现为自两侧向中心倾斜。向斜表现为向两侧倾斜，这样的褶曲称为扇形褶曲（图14—17）。

应该指出背斜的上拱，向斜的下凹，并不一定与地形的高低一致。背斜可以形成山，

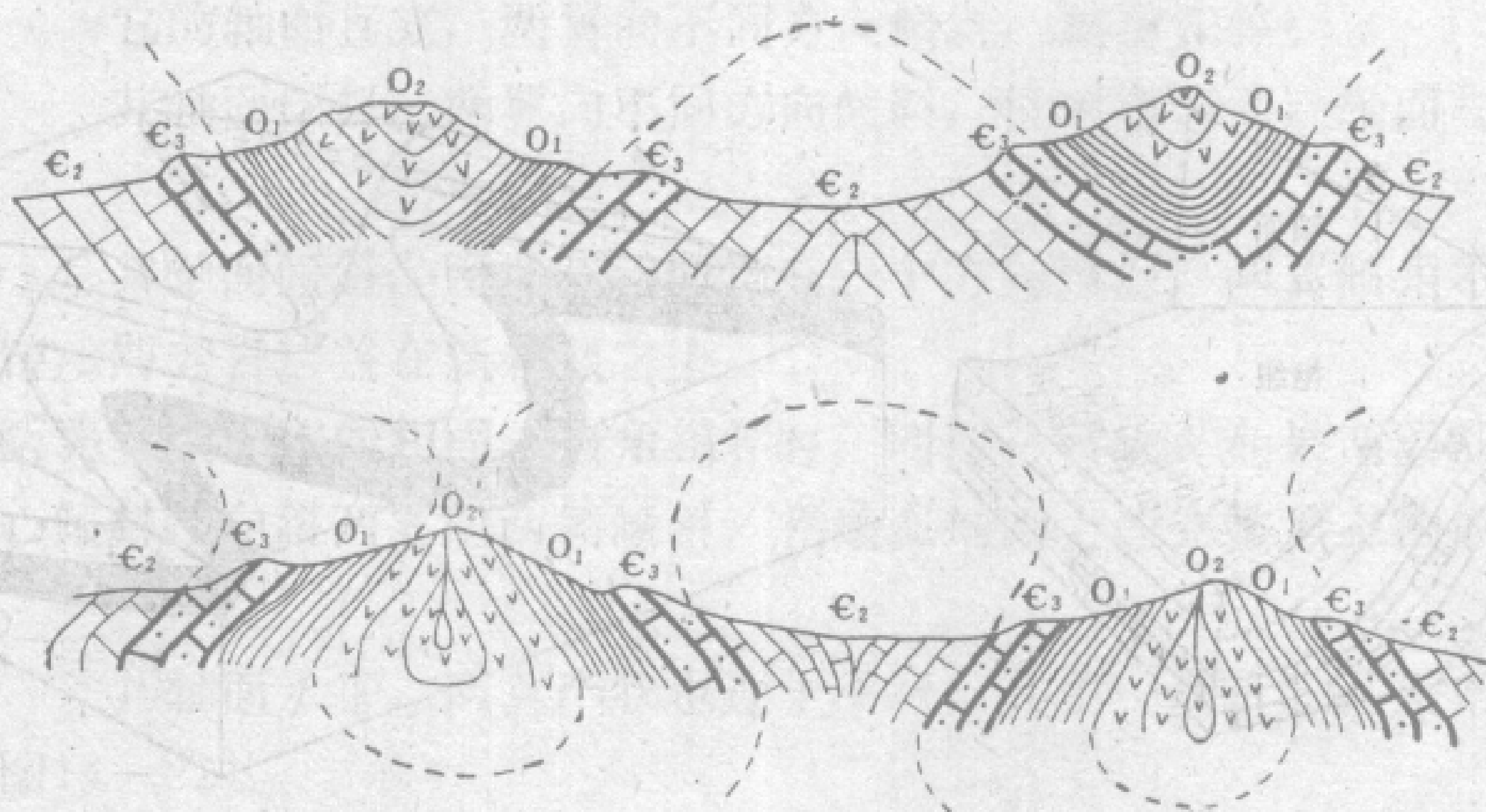


图 14—17 背斜及向斜剖面图

上图一正常褶皱；下图一扇状褶皱

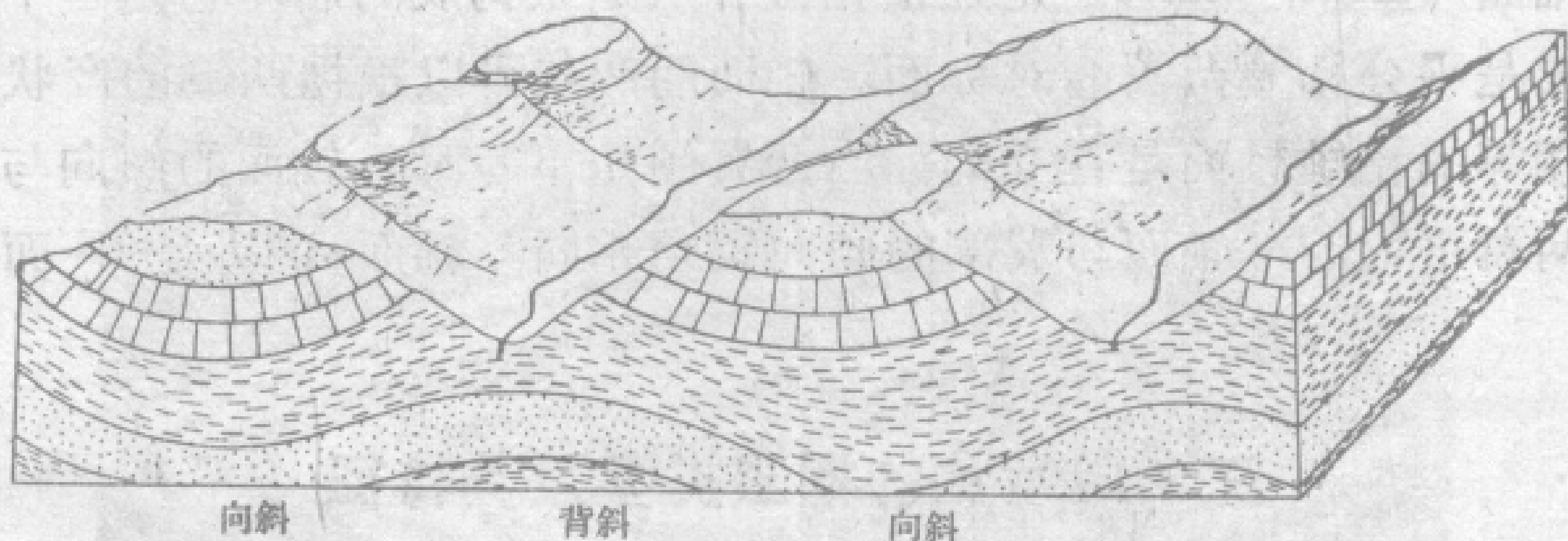


图 14—18 褶皱在地形上的表现

（据 R.J.Foster修改）

但也可以是低地；向斜可以是低地，但也可以构成山岭（图14—18）。

二、褶 皱 要 素

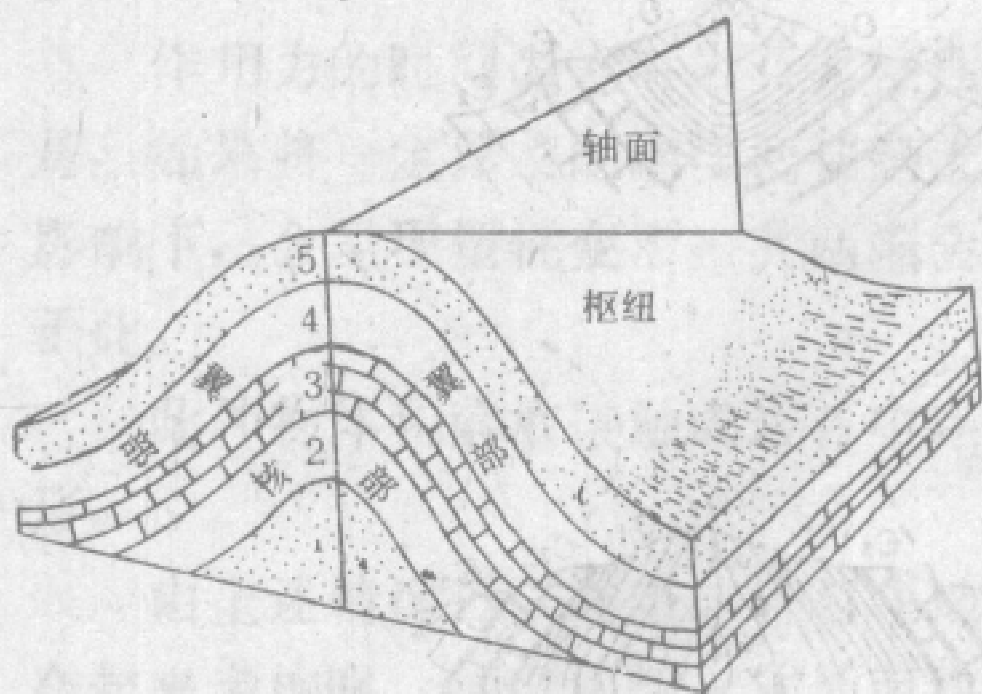
褶皱的组成部分叫褶皱要素。为了正确描述和研究褶皱，必须要弄清褶皱各个组成部分及其相互关系。褶皱要素主要有核、翼、转折端、枢纽、轴面等（图14—19）。

核 组成褶皱中心部分的岩石叫核（core）。它的范围是相对的，一般只把位于褶皱内的某一地层定为核。出露于地面的褶皱的核，通常是指最中心的地层。背斜的核是最老的地层，向斜的核是最新的地层。

翼 翼（limb）是褶皱两侧的岩层。当背斜与向斜相连时，翼是公用的。

转折端 转折端（hinge zone of fold）是连接两翼的部分。或从一翼向另一翼过渡的弯曲部分。它的形态以圆滑的弧形为最多，也有成直线形的或者剖面上集中成一点（这时两翼成折线相交成尖棱状）。

枢纽 组成褶皱的岩层的同一层面上各个最大弯曲点的联线叫枢纽(hinge of fold)。枢纽可以是直线，也可以是曲线或折线。枢纽在空间产状可以是水平的、倾斜的或直立的，但以倾斜的最常见。枢纽倾斜的褶皱两翼在平面上的会合部分称倾伏端，也即转折端在平面上的表现（图14—20）。



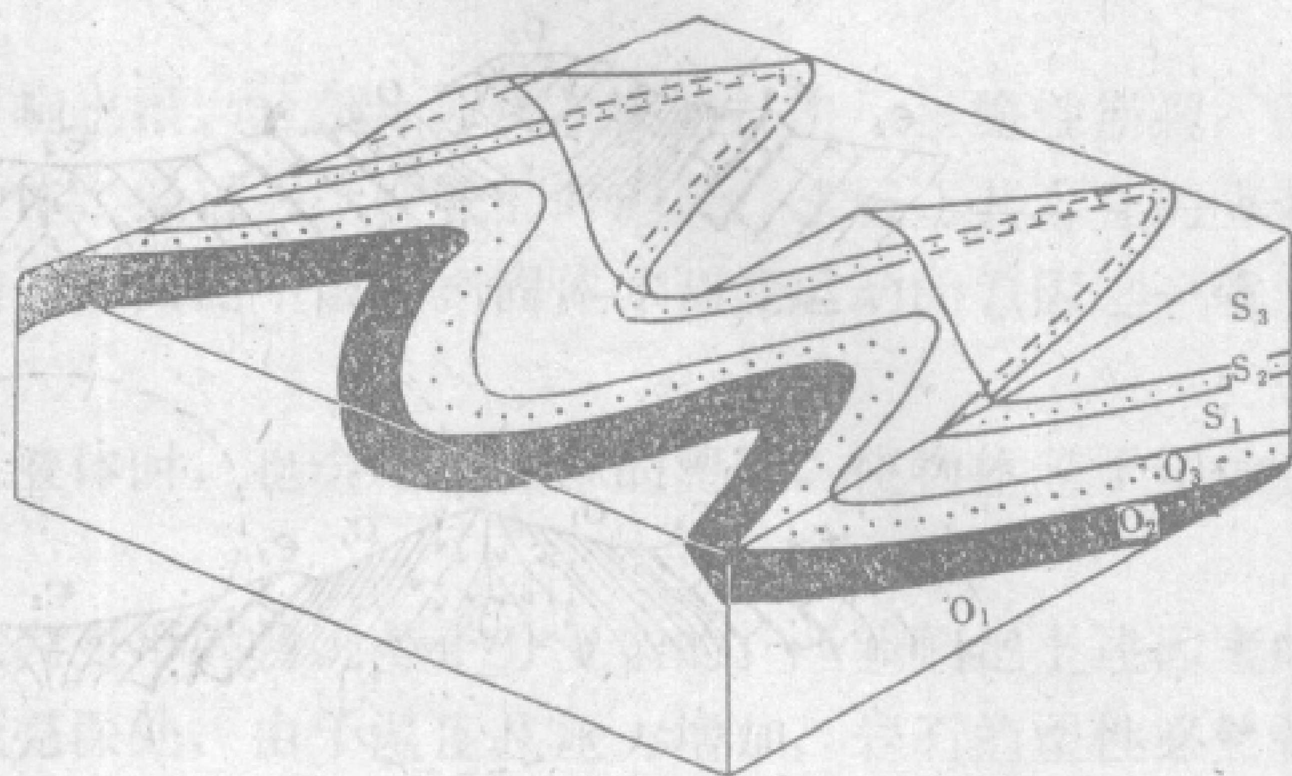


图 14—19　褶皱要素示意图

(图中1.2.3.4.5代表地层从老到新的顺序)

图 14—20　枢纽倾斜的背斜和向斜转折端在平面上的表现

轴面　轴面（axial plane）是连接褶皱各层枢纽构成的面，它是一个抽象的面。一般可把轴面看成是平分褶皱两翼的对称面。轴面的产状可以根据两翼的产状来确定；两翼倾向相反倾角相等的褶皱轴面是直立的。当两翼倾角不等时，轴面的倾向与倾角小的一翼的倾向相同。两翼平行的，轴面与翼部的倾向倾角相同。轴面可以是平面，也可以是曲面。

三、最常见的褶皱类型及其特征

褶皱的形态是多种多样的，为了便于研究，可以根据褶皱的某一种要素进行形态分类。

按照褶皱轴面和两翼产状以及两者的关系，可分为下面几种常见的类型（图14—21)。

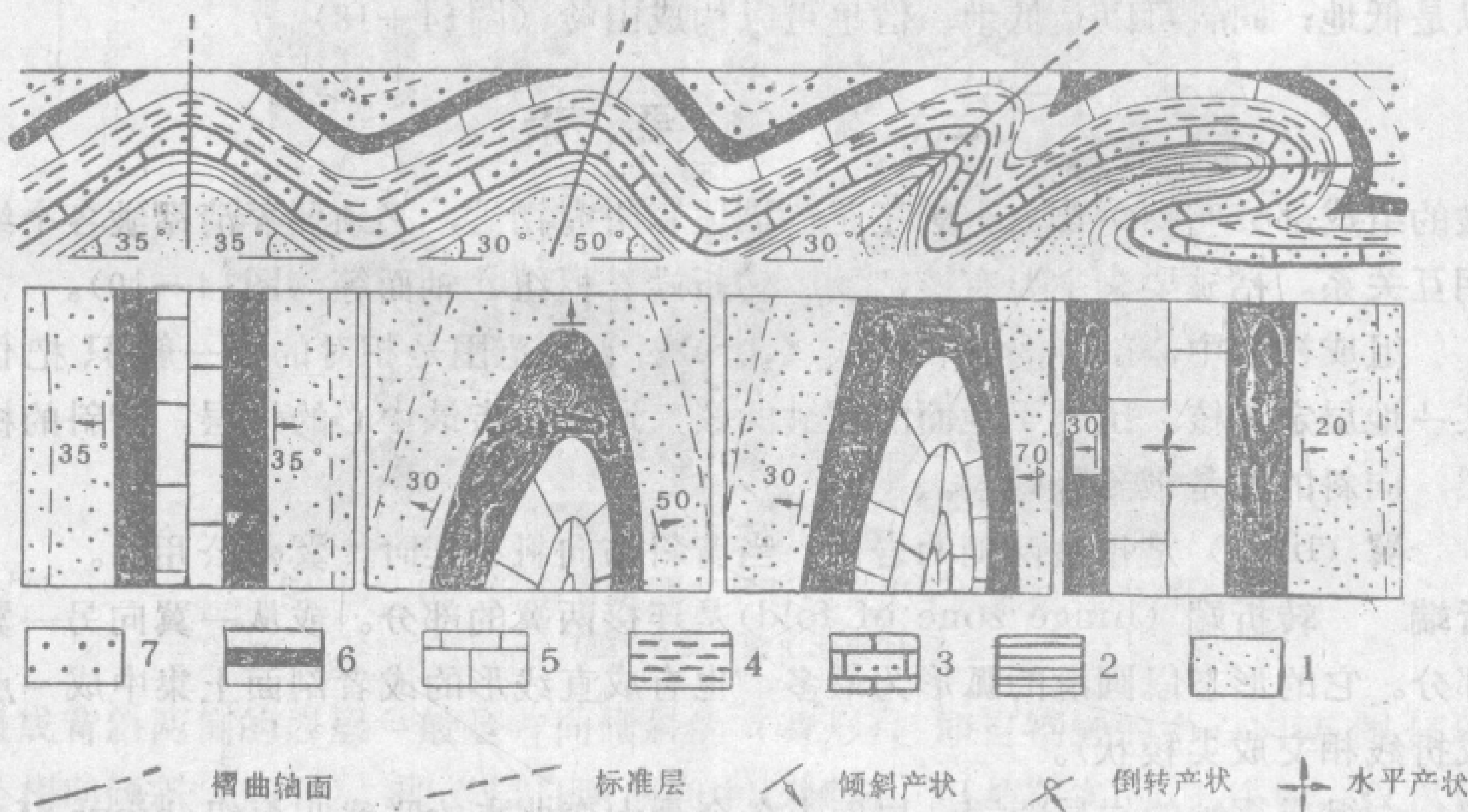


图 14—21　褶皱的剖面形态及平面形态

上图为剖面图，下图为平面图；图中褶皱从左到右为直立褶皱、斜歪褶皱、倒转褶皱、平卧褶皱；图例1—7表示岩层的年代，数目愈小的愈老，数目愈大的愈新

直立褶皱 它的轴面直立，两翼向不同方向倾斜，倾角相等。

斜歪褶皱 其轴面倾斜，两翼向不同方向倾斜，但倾角不同，轴面与褶皱平缓翼倾向相同。

倒转褶皱 其轴面倾斜，两翼与轴面均向一个方向倾斜，两翼倾角不等，其中一翼的层序发生倒转，即老岩层盖在新岩层之上。

当褶皱的两翼与轴面倾向相同、倾角相等时，叫同斜褶皱。如果两翼都是倒转的，即背斜两翼向中心倾斜，向斜两翼向两侧倾斜，褶皱在剖面上的完整形态构成扇形的，叫扇状褶皱。

平卧褶皱 其轴面水平，两翼产状也近于平行，其中一翼产状是正常的，另一翼产状是倒转的（图14—22）。

对上述褶皱的各种形态特征，应注意分析其在剖面及平面图中新老地层的分布关系，以及两翼倾角及倾向的变化。

根据褶皱在平面图上的长宽比（一般可用褶皱核部的长度和宽度作代表，或以某一岩

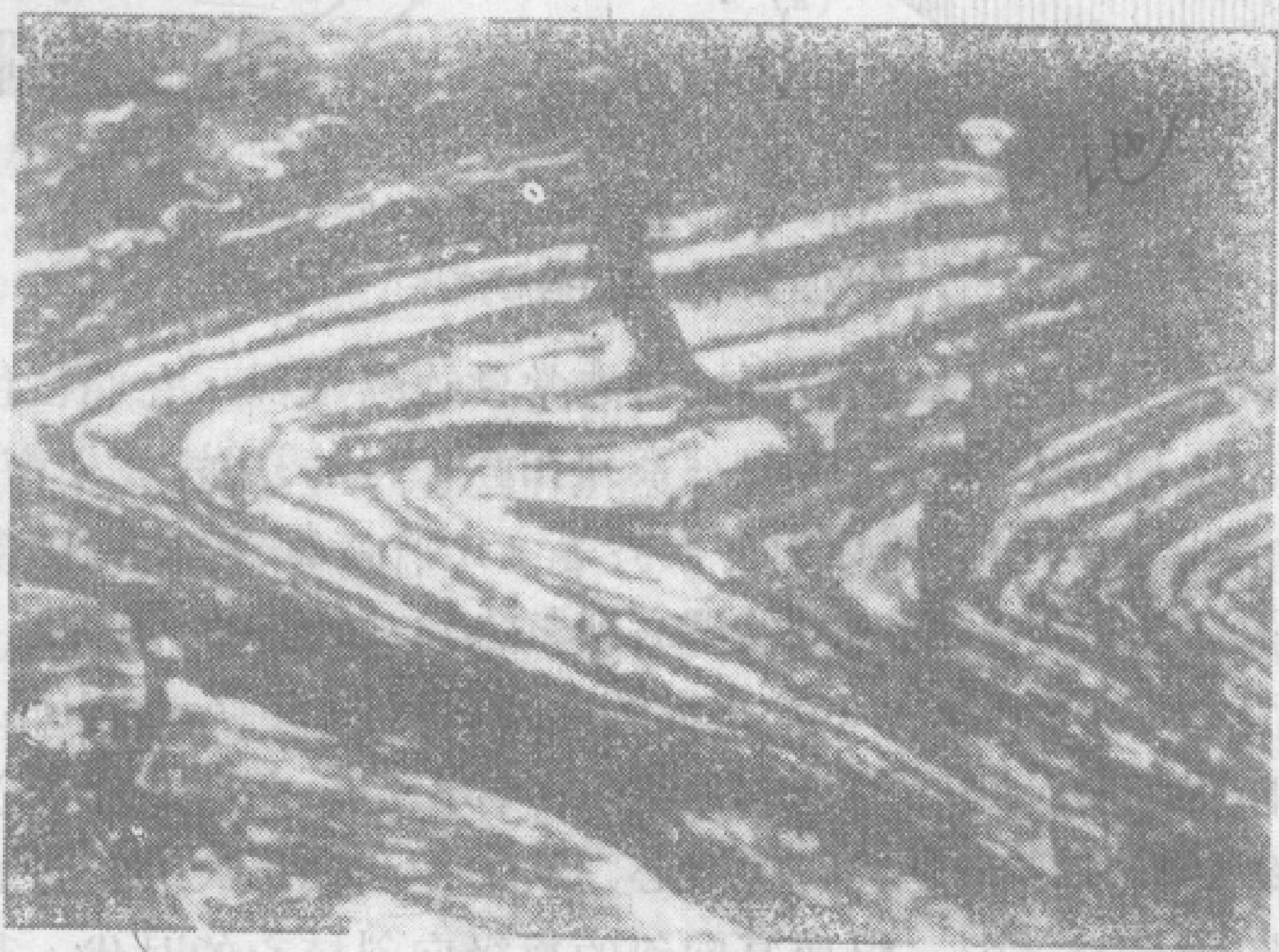


图 14—22 北京大灰厂奥陶系白云质条带灰岩形成的平卧褶皱

（据《地质构造形迹图册》）

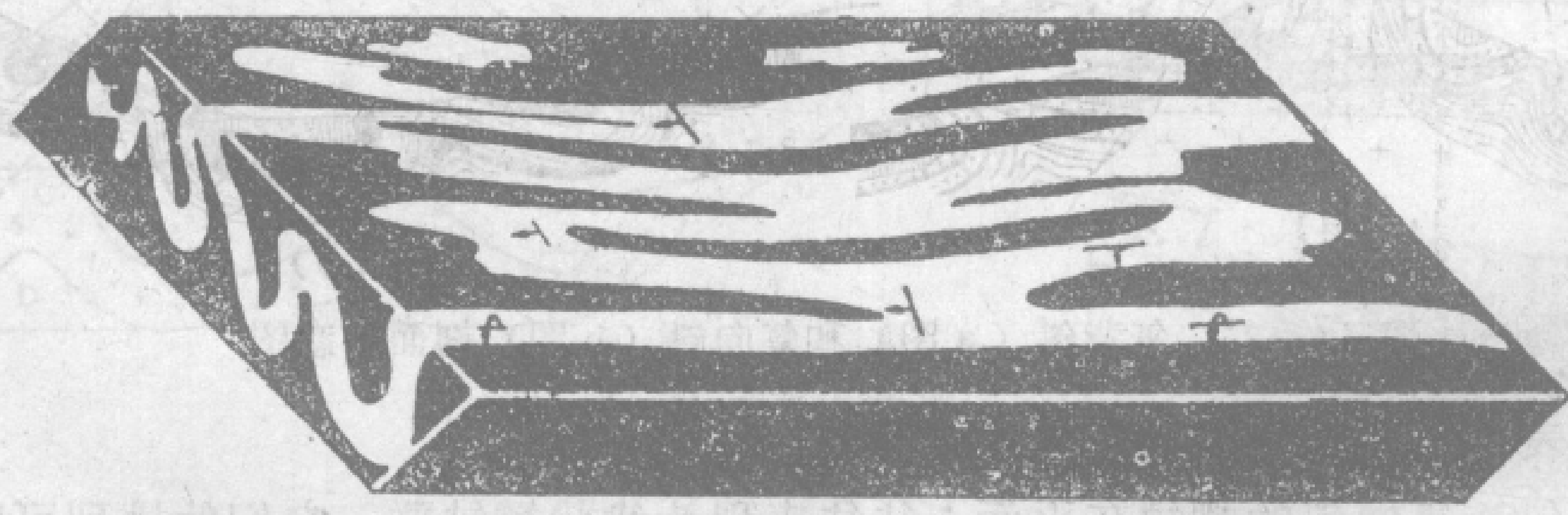


图 14—23 线状褶皱的平面图

层为准来计算）分为下面几类：

线状褶皱 它是向一个方向延伸甚远，长比宽大于10:1 的褶皱（图 14—23），线状褶皱的枢纽在两端之间可以是水平的，也可以是波状的。

短轴褶皱　短轴褶皱长宽比在10:1—3:1之间，若为背斜则称为短轴背斜，向斜则为短轴向斜。

穹窿和构造盆地　这种褶皱的长度和宽度的比例在1:1—1:3之间。如果核部由老地层组成，岩层产状向四周倾斜的背斜叫穹窿（dome）。核部由新地层组成，岩层产状向中心倾斜的向斜叫构造盆地（Structural basin）（图14—24）。它们的平面形态可以是圆形或近于圆形，也可以是不规则的。穹窿和构造盆地是岩层构成的构造形态，不要与地形上的隆起和盆地相混。

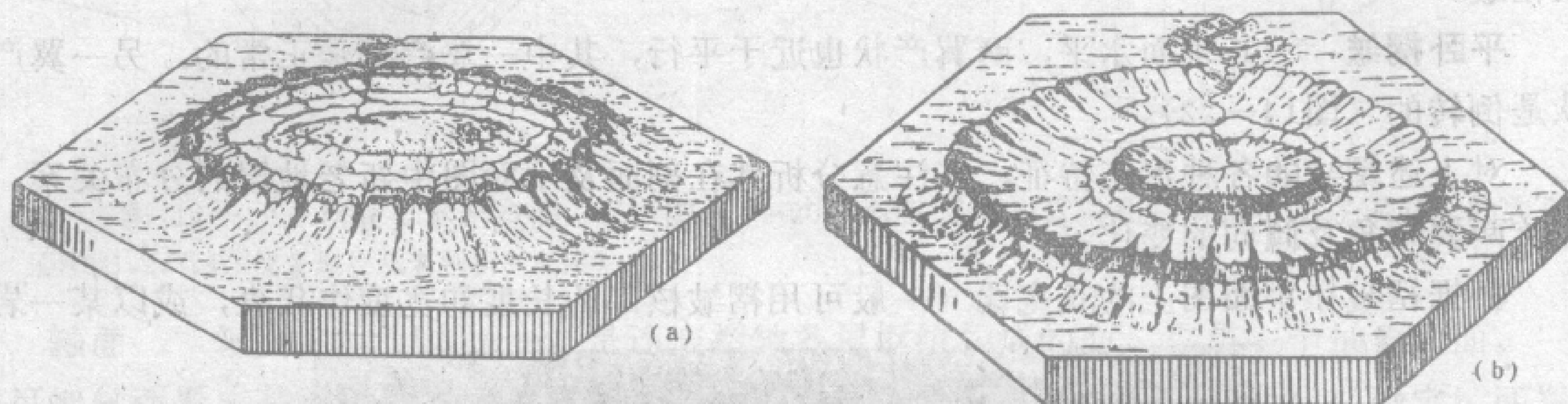


图 14—24　穹窿与构造盆地
a图为穹窿；b图为构造盆地

复背斜和复向斜　一个区域内的褶皱构造常常连续出现，它们往往是在垂直于枢纽方向的水平挤压应力作用下形成的。这种一系列相互平行的褶皱的发育地带，叫褶皱带（fold belt）。例如我国的天山、祁连山、秦岭等大山脉，都是由褶皱带构成的。在褶皱带中的大型褶皱两翼，常被一系列次一级褶皱所复杂化。由许多小的次一级背斜、向斜组成的大背斜，叫复背斜（anticlinorium）；大的向斜叫复向斜（synclinorium）。它的总特点与一般的背斜、向斜的特征是相似的。如图14—25（a），在组成复背斜的次级背斜中，核部地层最老的次级背斜，即为复背斜的核心，从此往两翼，次级背斜的核部地层时代，是由老到新的。在图14—25（b），组成复向斜的次级向斜核心的时代，是中间最新，向两翼变老。

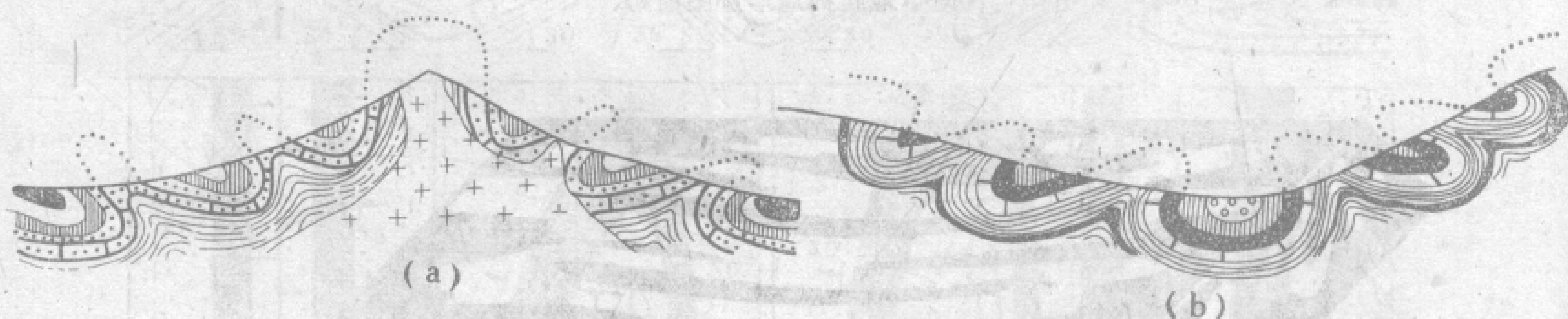


图 14—25　复背斜（a图）和复向斜（b图）剖面示意图

图中点线表示地面以上被破坏部分的形态

组成复背斜、复向斜的褶皱在平面上往往表现为线状褶皱群，它们的排列可以是平行的，或分枝状的。

此外，线状褶皱或短轴褶皱可以是宽广的背斜与狭窄的向斜相间排列，形成隔槽式褶皱，或者狭窄背斜与宽广的向斜相间，形成隔档式的褶皱（图14—26）。短轴褶皱在平面上有时排列成平行错列的羽毛状。

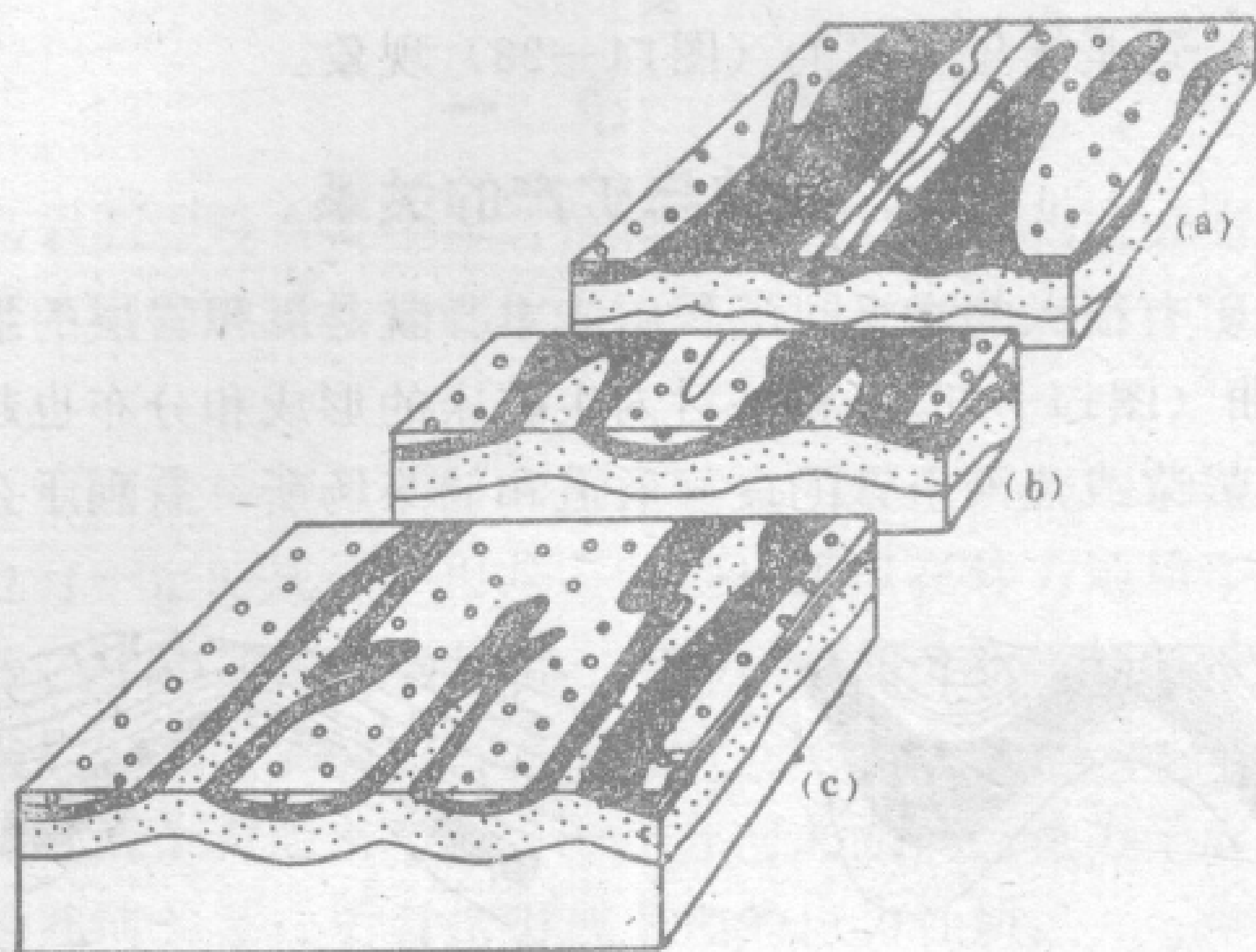


图 14—26　隔槽式褶皱（A）、（B），褶档式隔皱（C）

在自然界，较大的褶皱中都或多或少被小褶曲所复杂化，由于成因是一致的，所以这种次级小褶皱的形态特征往往与大褶皱是相同的，或者是近似的。

四、褶皱的形成时代

褶皱是构造运动的结果，褶皱形成的时代与形成它的构造运动的时期是一致的。确定构造运动时期的最主要方法之一就是利用地层中的平行不整合及角度不整合；而确定褶皱形成时代的重要依据是角度不整合。

从前述的角度不整合的形成过程得知，下伏岩层发生褶皱的时代必定是在不整合面下最新岩层形成以后，不整合面上复的最老岩层之前。

例如图14—27的褶皱时代是在P（二叠纪）之后，K_1（早白垩世）之前。

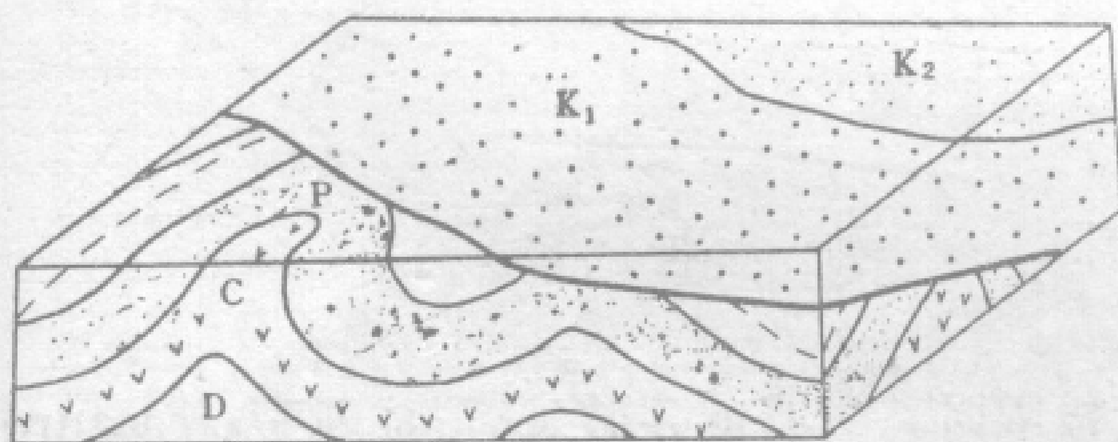


图 14—27　角度不整合在平面及剖面上的表示

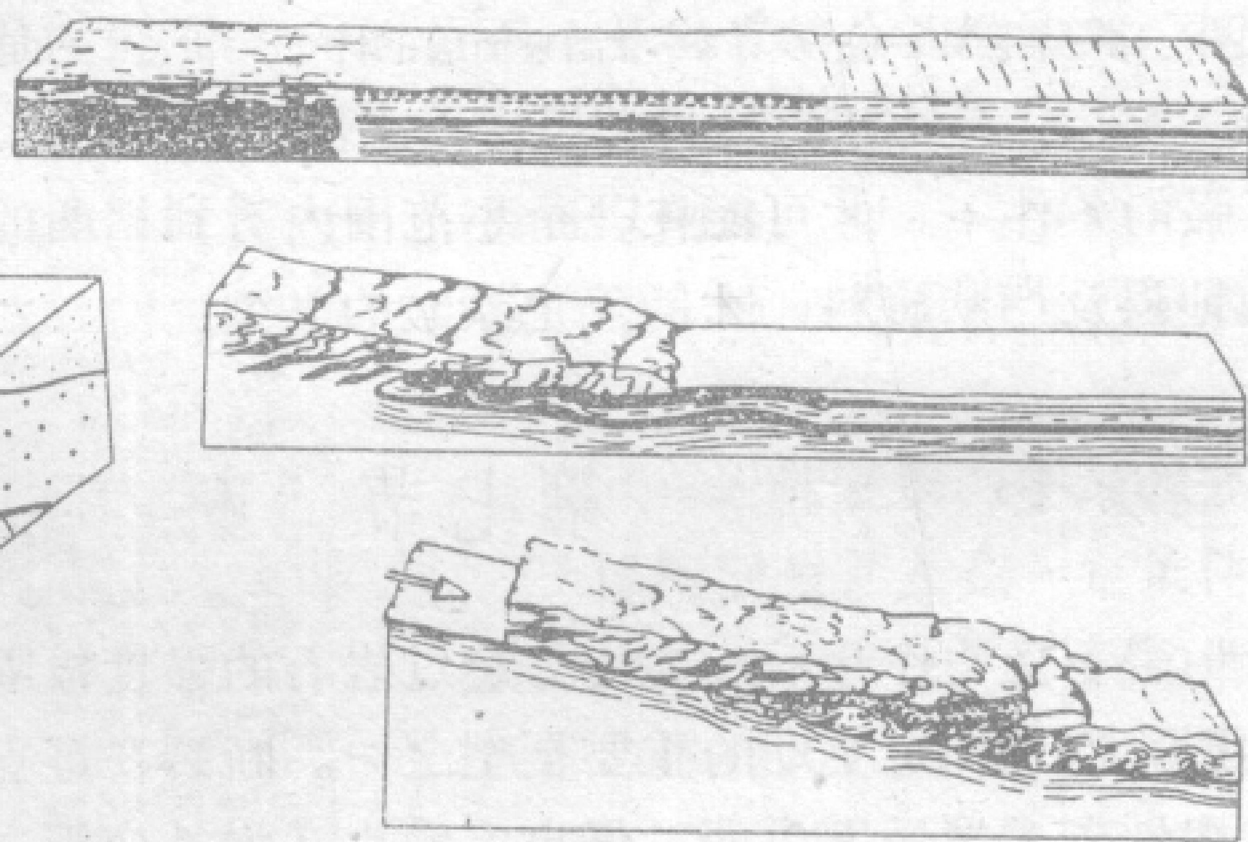


图 14—28　佛罗伦萨南、亚平宁山脉的重力滑动褶皱（据 Elter和Trevisan）

各个方向的构造运动都可以形成一定形式的褶皱构造。一般认为水平方向的挤压是引起地壳岩层褶皱的普遍原因。另外可塑性岩层的塑性流动以及因重力滑动作用而引起的侧

向挤压也可产生褶皱，这是屡见不鲜的（图14—28）现象。

五、褶皱与矿产的关系

褶皱的研究对找矿有很大的意义。沉积矿床本身就是沉积岩层的组成部分，岩层发生褶皱，矿层也随之弯曲（图14—29）。褶皱对内生矿床的形成和分布也起着控制作用，如背斜轴部的裂隙，常是岩浆或热液上升的良好通道和储集场所，有利于金属矿产的形成。

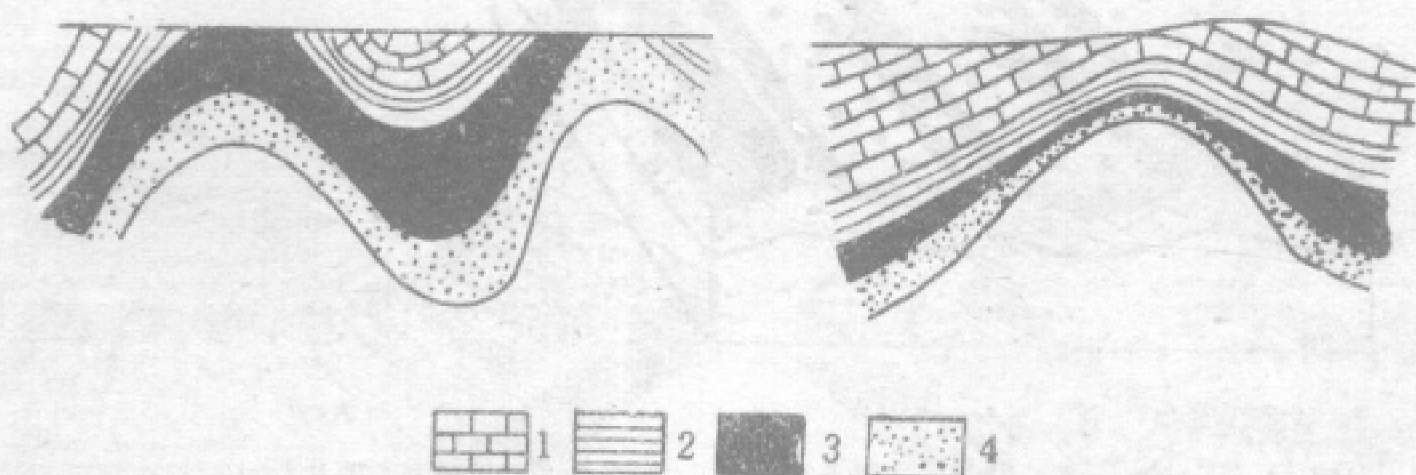


图 14—29　褶皱对煤层的影响
1—石灰岩；2—页岩；3—煤层；4—砂岩

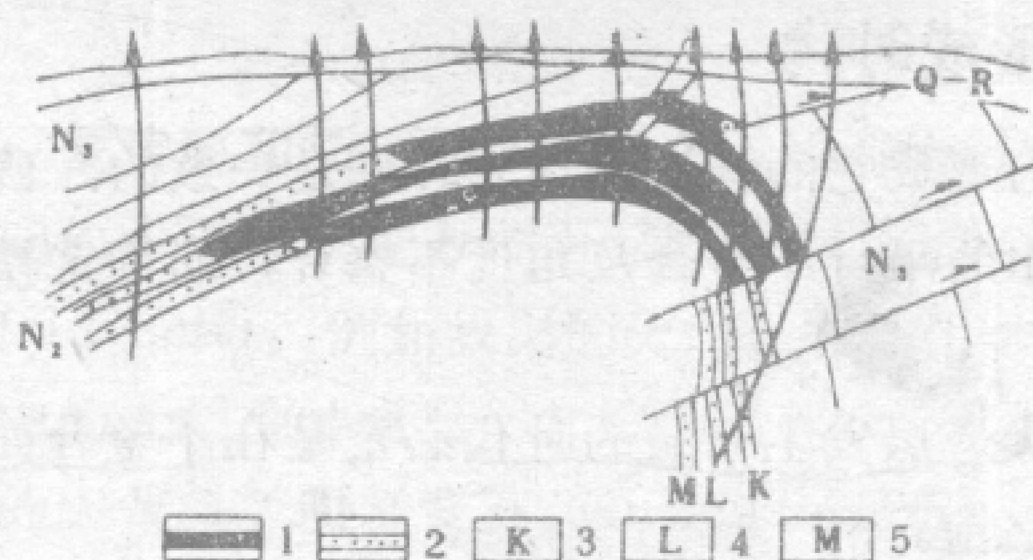


图 14—30　酒泉某油田构造剖面图
1—油层；2—砂层；3—甘酒泉油层；4—老君庙油层；5—马连泉油层

褶皱构造对寻找石油更有特殊的意义。世界上许多大油田都聚集在背斜中。完整的背斜构造，尤其是短背斜和穹窿构造，是良好储油构造（图14—30）。

褶皱构造也是地下水储存的良好构造。例如储有丰富地下水的构造盆地有时可形成自流盆地。在自流盆地中打井，地下水就可源源不断地流出地面。另外，褶皱变形时，在褶皱某些部位出现裂隙也常是地下水储水的良好空间。

在野外，只有当褶皱规模较小，破坏不强的条件下，才可能在一个小范围内看到褶曲的全貌。在一般情况下，需要综合很多点的地层及产状资料，才能确定褶皱的类型。

第七节　断　裂　构　造

岩石受力作用后，当应力超过岩石的强度极限时，岩石就要破裂，形成断裂(fracture)构造。这是构造变动的重要类型之一。断裂在地壳中分布极为普遍。固体破裂一般是紧接在塑性变形之后发生的，但也有发生在弹性变形之后的，即塑性变形的过程极短。这种差别与岩石的物理特性及应力状况有关。岩石中的断裂构造既可见于岩石塑性变形显著的地区——褶皱地区；也可见于塑性变形不显著的地区，而且从表面上看似乎是未经变动的水平岩层地区。地壳中断裂构造的规模有大有小，巨型的可达千公里以上，微细的要在显微镜下才能看出来。常见的断裂构造有节理和断层两类。

一、节　理

节理（joint）是岩石中没有发生显著位移的破裂。这种构造分布极为广泛，几乎到处可见。但在不同地区不同的地质构造部位，以及不同类型的岩石中，节理的发育程度是不同的。

形成节理的主要原因是构造运动。由构造运动引起的节理叫构造节理。它在地壳中分布极为广泛，分布也有一定的规律。但是，节理也可以在外力地质作用下形成。不是由构造运动所形成的节理，统称为非构造节理。非构造节理分布的规律性常不甚明显，往往只出现在小范围内，或只出现在某种岩石中。

节理的分类主要从两个方面来考虑，一是几何关系；二是力学成因。前者指节理与所在岩层或其他构造的几何关系；后者指形成节理的应力性质。

（一）节理的几何分类

节理的几何分类常按与其他主要构造的关系（如与所在的岩层产状的关系；与褶皱、断层构造在空间方位上的关系等）来划分。一般分为走向节理，节理的走向与所在岩层的走向大致平行；倾向节理，节理的走向与所在岩层走向大致垂直；斜向节理，节理的走向与所在岩层走向斜交；顺层节理，节理面大致平行于岩层层面。

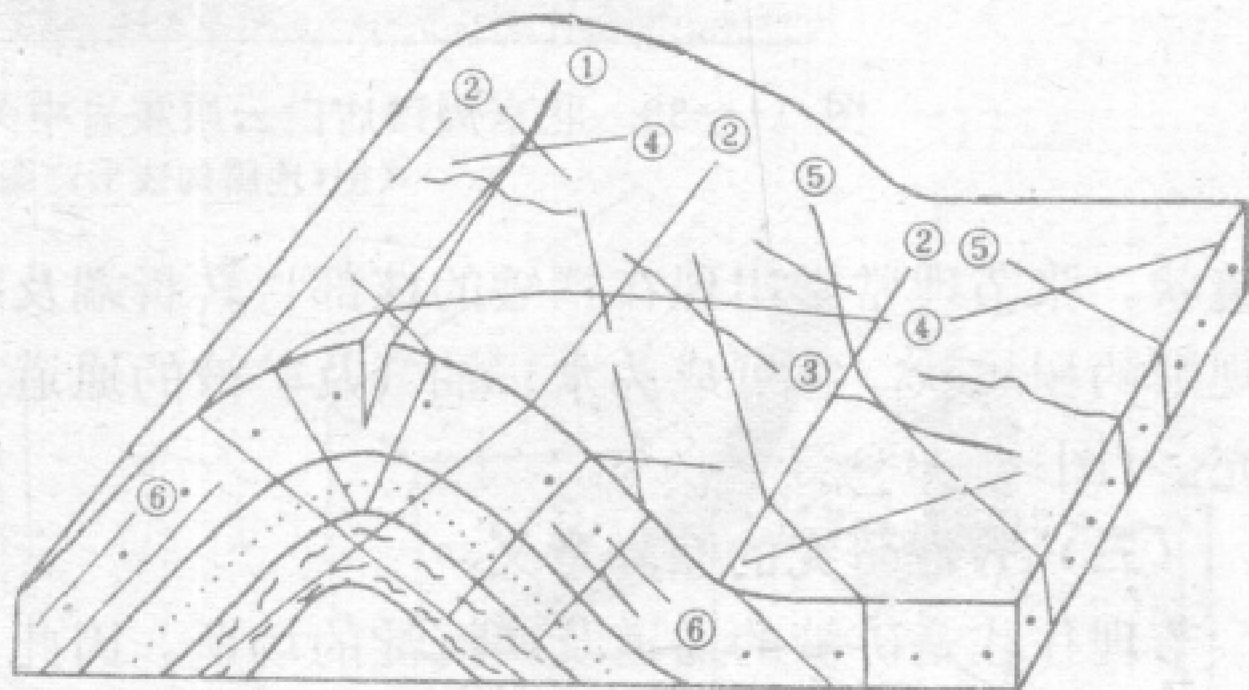


图 14—31　节理的形态分类

（引自 徐开礼等主编构造地质学）

①、②—走向节理或纵节理；③倾向节理和横节理；④、⑤—斜向节理；⑥—顺层节理

如根据节理走向与区域褶皱枢纽方向、主要断层走向或其他线状构造延伸方向的关系，可将节理分为纵节理，两者大致平行；横节理，两者大致垂直；斜节理，两者斜交。对没有倾伏的褶皱，以上两种分类可以吻合。即走向节理相当于纵节理，倾向节理相当于横节理（图14—31）。

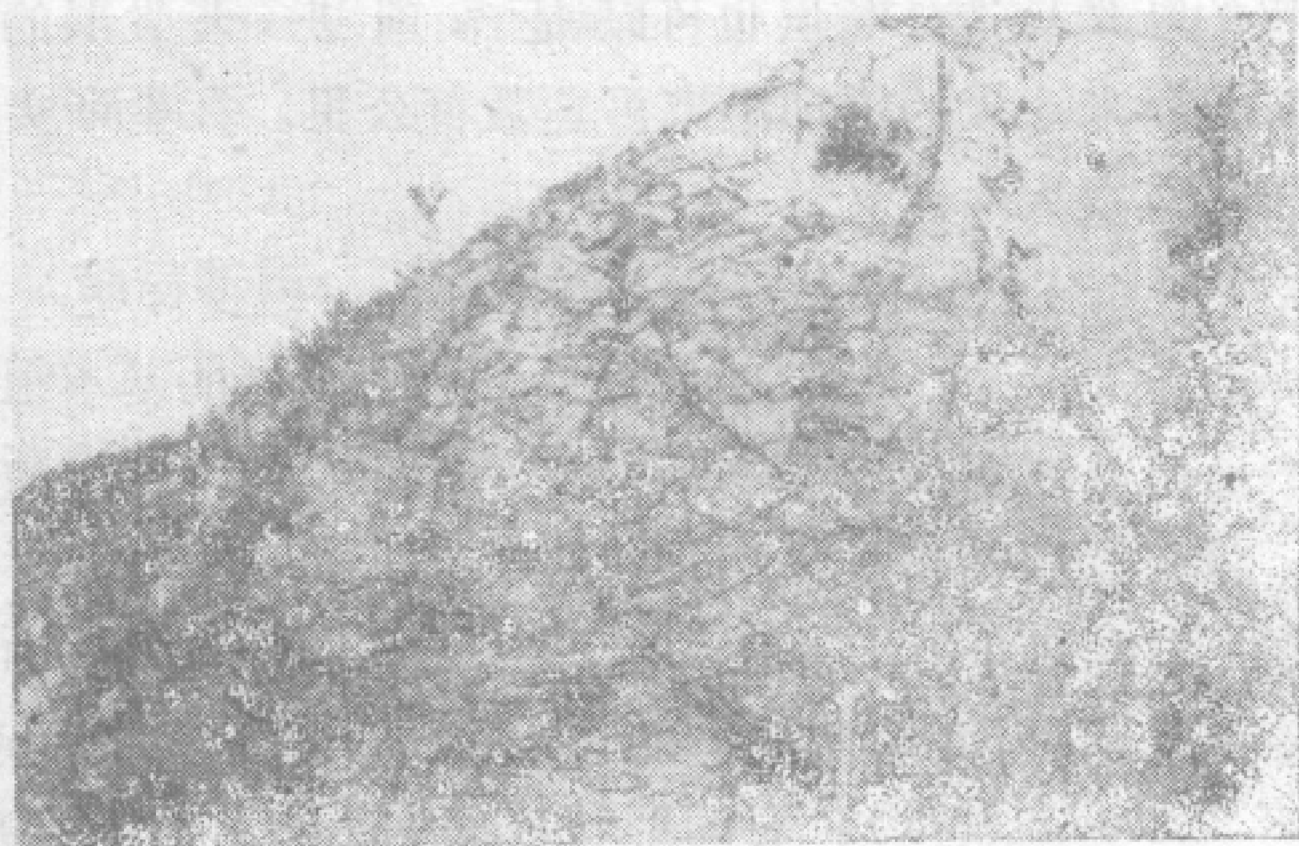


图 14—32　山东诸城白垩系砂岩中发育的两组剪节理

（据《地质构造形迹图册》）

（二）节理的力学成因分类

任何节理都是在一定条件下受力的作用而产生的。按构造节理形成的应力性质可分为两类：

1. 剪节理　剪节理（shear joint）是由剪应力作用形成的。剪节理的节理面较光滑，在含有砾石的岩石中能平整地切过砾石等碎屑颗粒。节理面上常常有擦痕。分布较为平直，延长较远；两组剪节理常常成“X”交义型产出（图14—32）。

2．张节理　张节理（tension joint）是由于张应力形成的。节理面粗糙，不平直，延长不远，裂缝的宽度不稳定，时宽时窄变化较大。一般来说呈中央宽，两端逐渐变窄的



图 14—33　北京周口店白云质灰岩中为方解石脉充填的张节理
（据《地质构造形迹图册》）

透镜状。张节理常常出现在褶皱的核部、转折端及脆性岩层中，常呈羽列状产出，有时成不规则的树枝状。它可成为水、油气及矿液的通道，并常被金属矿脉、岩墙或方解石脉等填充。（图14—33）。

（三）节理研究的实际意义

节理往往是矿液的通道及其沉淀的场所。因此，某些矿脉的形状、产状和分布与节理的性质、产状有密切的关系。节理在很大程度上影响着岩石的透水性和含水性。节理的性质、产状和分布支配着地下水在岩石中的分布和运动情况。另外，节理发育降低了岩石的稳定性。因此，在各种工程施工和设计时必须很好地考虑节理的发育程度和特点。

二、断层要素及断距

（一）断层的概念

断层（fault）是破裂后有显著位移的断裂构造。断层也可以是节理进一步发展的结果。断层的规模可大可小，位移小的仅几厘米，大的错动距离可达数百公里。在生产实践和对地壳运动的理论研究中，研究断层具有很大的意义。

（二）断层要素

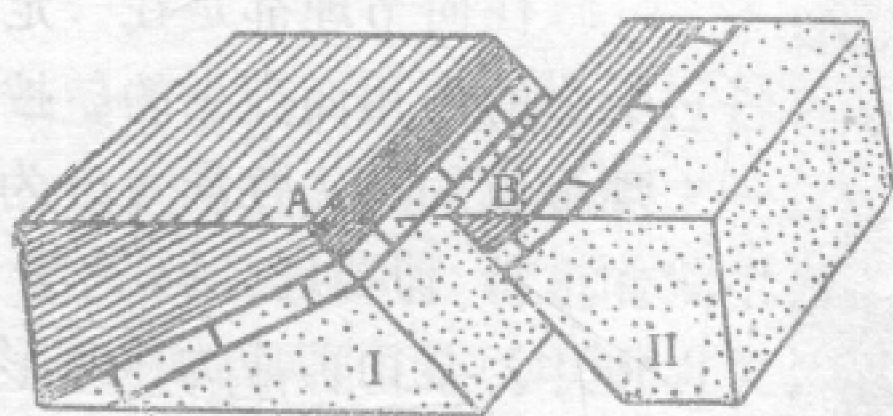


图 14—34　断层要素
I—下盘，上升盘，II—上盘，下降盘

断层的几何要素包括断层的基本组成部分即由断层面以及被它分隔的两个断块所组成（图14—34）。

1．断层面　被错开的两部分岩石沿之滑动的破裂面，叫断层面（fault surface）。它的产状可成水平的、倾斜的或直立的，以倾斜的最多。有时断层两侧的运动并不是沿一个面发生，而是沿着由许多破裂面组成的破裂带发生，这个带称为断层破碎带或断裂带。断层面与地面的交线叫断层线。

2．断盘　断层面两侧相对移动的岩块称作断盘(fault wall)。断层面是倾斜面时，断盘有上、下之分，在断层面以上的断块叫上盘；在断层面以下的断块叫下盘。断层面为直立时，往往以方向来说明，如称为断层的东盘或西盘。如按两盘相对运动来分，相对上升的断块叫上升盘，相对下降的断块叫下降盘。上升盘与上盘并不完全一致，上升盘可以是上盘；也可以是下盘；下盘可以是上升盘，也可以是下降盘。

（三）断距

断盘沿断裂面相对错开的距离叫断距（separation)。断距的数值可以在断层两盘上选择一定的标志（对应点或对应层）来计算。断距在工程设计和施工中是不可少的数据。由于从不同角度来研究断层的相对位移，因此，有许多断距的名称。一般可分为真断距和视断距两类。

真断距为断层面上相应两点被错开的真正距离又称总滑距（图14—35a图中的AB)。

视断距是依据对应层测算的位移，如图14—35b图所示。

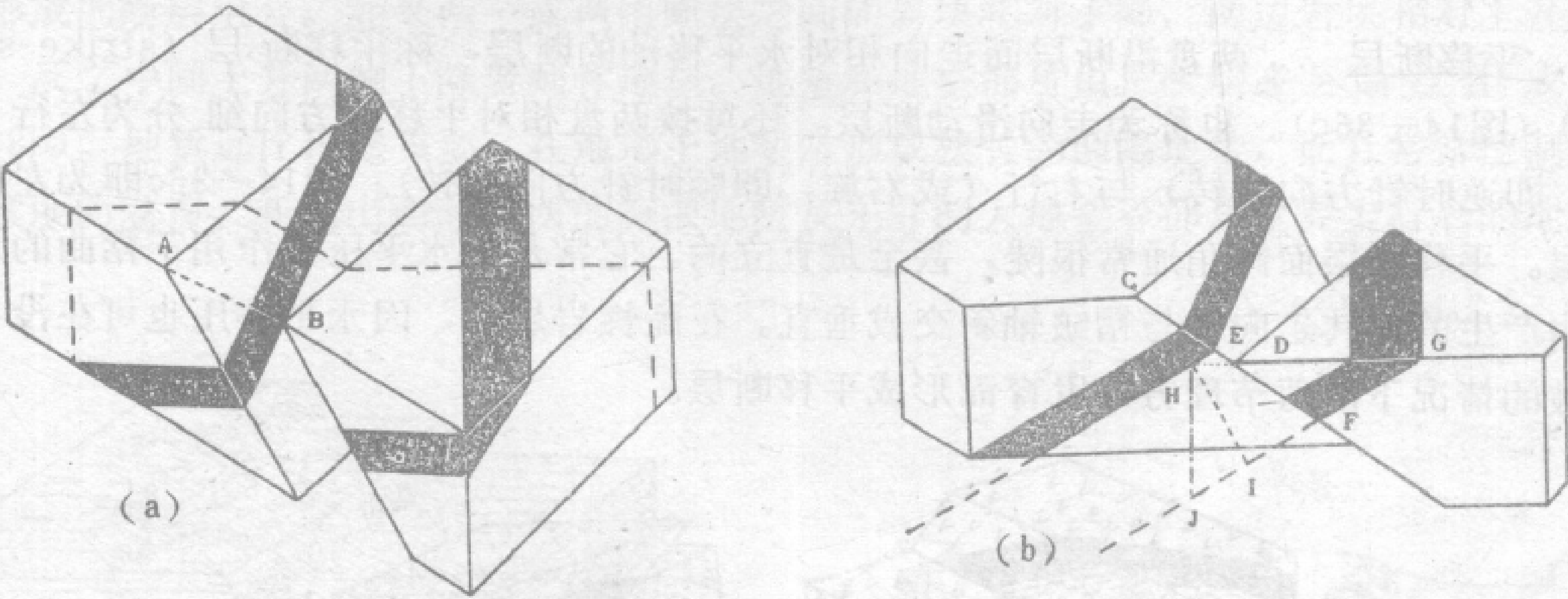


图 14—35　断距

（a）图—岩层断裂移动后AB为真断距；（b）图—垂直岩层走向切开并将前面部分移去。EF—斜断距；HI—地层断距；HJ—铅直地层断距；HG—水平错开

在垂直岩层走向的剖面上，视断距可有下面几种：

斜断距　斜断距是在断层两盘上，同一岩层的同一层面沿断层相对错开的距离（图14—35b中EF)。

地层断距　地层断距是在断层两盘上，同一岩层的同一层面间的垂直距离（图14—35b中的HI)。

铅直地层断距　铅直地层断距是在断层两盘上，同一岩层的同一层面的铅直距离（图14—35b中的HJ)。

水平错开　水平错开是在断层两盘上的同一岩层的同一层面在同一高度上错开的距离。即在断层两盘的同一岩层同一层面，相同高度走向线间的垂直距离（图14—35b中的HG)。

从图14—35中可以看出，在任何高度求得的水平错开，以及在任一地点求得的地层断距和铅直地层断距都是相等的。视断距则随测量方向不同而变化，因此在工作中用到视断距时都应该注明测量方向。

三、常见的断层类型

断层有形态和成因两种主要分类方法，此外尚有由多条断层组合的组合类型。

（一）断层的基本形态类型

按两盘相对移动特点来看，常见的有下列几种：

1. 正断层　上盘相对下降，下盘相对上升的断层为正断层(normal fault)（图14—36a)。正断层的断层面一般在45°以上，断层线也比较平直，它一般是在张力和重力作用下形成的。

2. 逆断层和逆掩断层　上盘相对上升，下盘相对下降的断层，如果其倾角较陡(在45°以上)，称逆断层（reverse fault)（图14—36b)；如果断层面倾角小于45°，叫逆掩断层（Overthrust)。这类断层面倾角一般较为平缓，所以断层线通常表现为曲线。如果倾角更小两盘相对错动距离很大的巨型逆掩断层，称辗掩构造或推覆构造(nappe structure)（图14—37)。

3. 平移断层　两盘沿断层面走向相对水平移动的断层，称平移断层（strike-slip fault)（图14—36c)。也称为走向滑动断层。还可按两盘相对平移的方向细分为左行（或左旋，即逆时针方向旋转）与右行（或右旋，即顺时针方向旋转)。图14—36c即为左行平移断层。平移断层面倾角通常很陡，甚至是直立的。它常是在水平压力作用下褶曲的形成过程中产生的，其走向常与褶皱轴斜交或垂直。在脆性岩层中，因水平挤压也可在没有发生褶皱的情况下沿剪节理方向发育而形成平移断层。

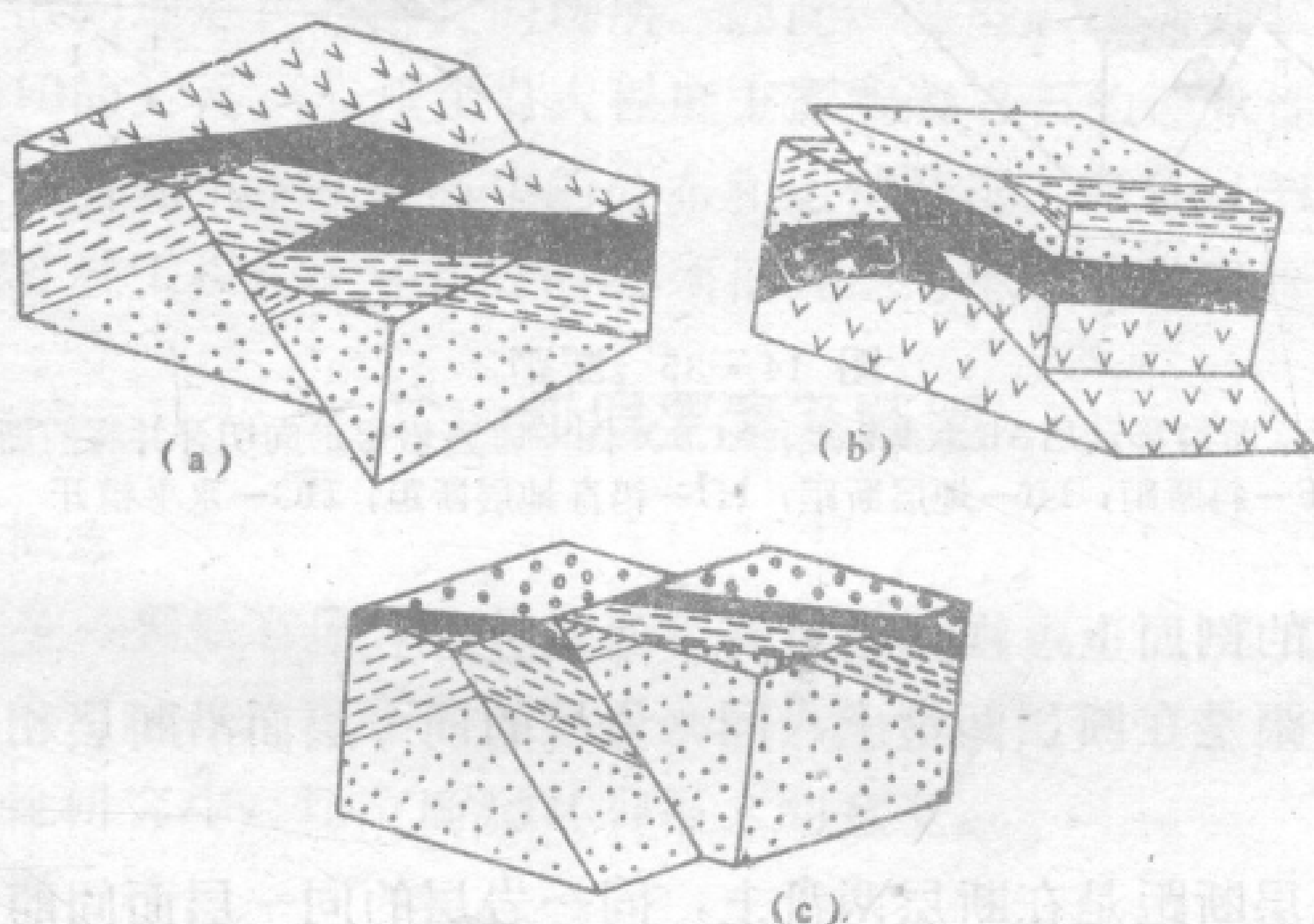


图 14—36　断层的形态分类
(据 武汉地质学院等编《构造地质学》)
a一正断层；b一逆断层；c一平移断层

（二）断层的组合类型

在一个地区断层往往是成群出现的，而且具有一定的组合形态，常见的断层组合类型有下列几种：

1. 阶梯状断层　这种断层是由许多大致平行的正断层沿着同一个方向呈阶梯状下滑而形成的断层组合（图4—38a)。因其形如下降的台阶，故称阶梯状断层（step fault)。

2. 地堑和地垒　地堑（graben）和地垒（horst）是由两条或两条以上大致平行的

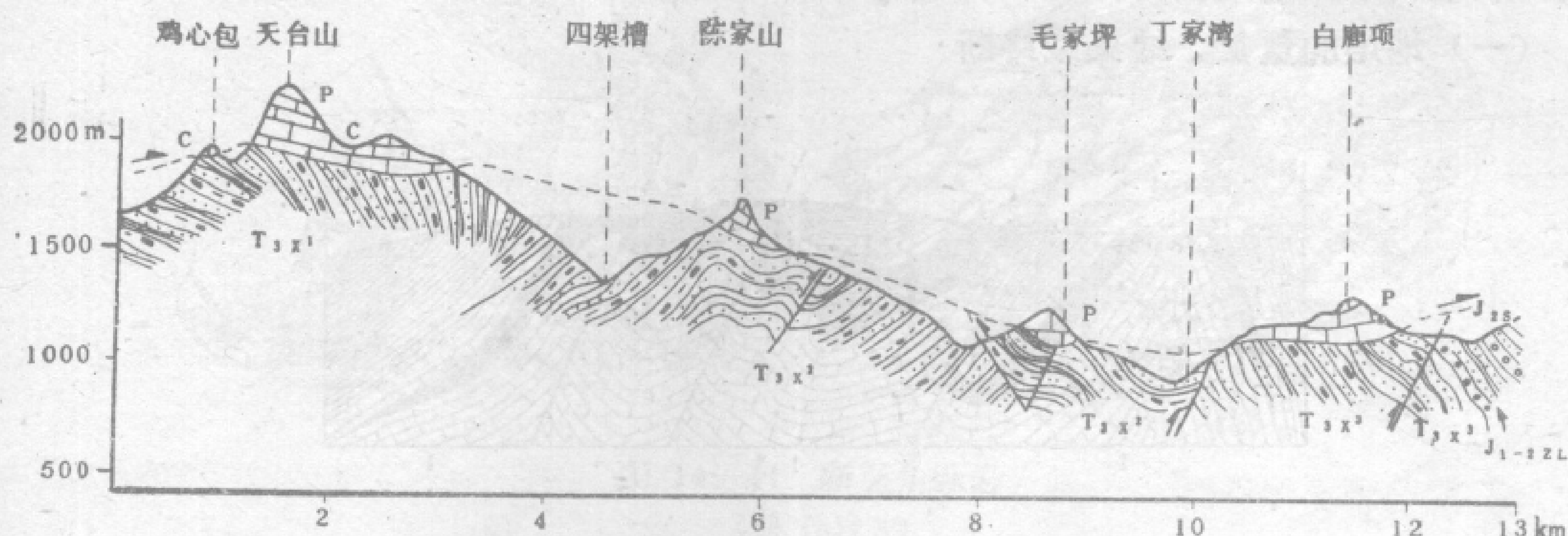


图 14—37 四川彭县推覆构造

（据 四川区测二队）

断层形成的断层组合。如果两个或两组断层之间的岩块相对下降，两边岩块相对上升的叫地堑；反之中间上升两侧下降者则称地垒。地堑和地垒都可由正断层或逆断层组成（图14—38b）。地堑远比地垒重要。在地形上地堑常形成狭长的凹陷地带，而且常常控制后来沉积盆地的发育。我国山西和陕西的汾渭地堑及东非的大地堑等都是世界上有名的地堑构造。

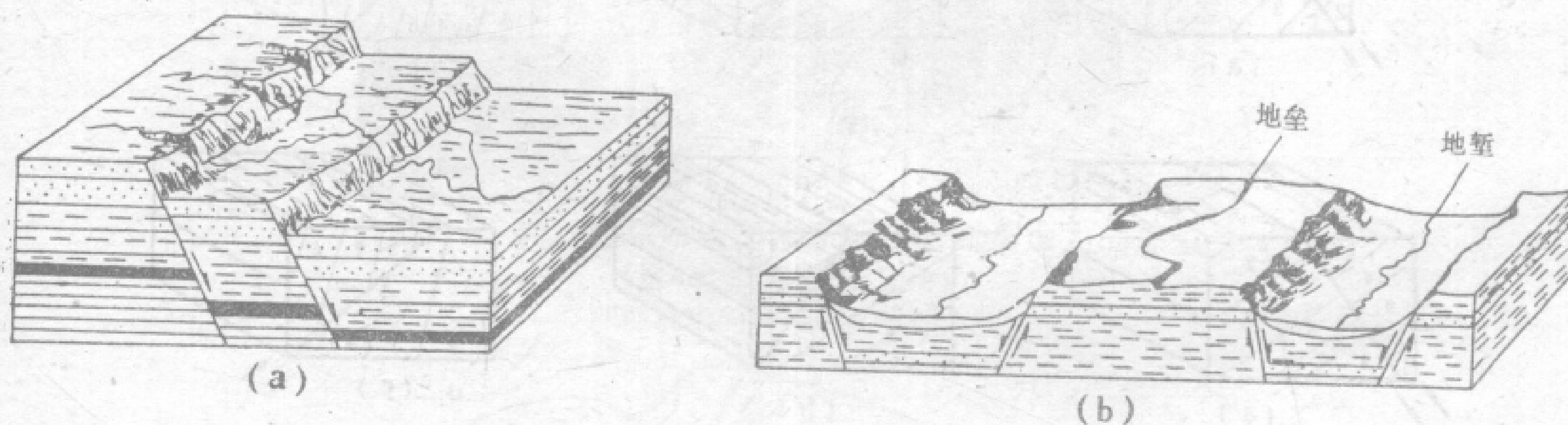


图 14—38 断层的组合类型

（引自 李叔达《动力地质学原理》）

a 一阶梯状断层；b 一地堑和地垒

3．叠瓦状构造　这种构造由一系列大致平行的逆断层组成，其倾向相同，一般是老岩层依次逆冲于新岩层之上，每个断层的上盘为相邻另一断层的下盘，状如叠瓦，所以称为叠瓦状构造（imbricat structure）（图14—39）。它常同剧烈的褶皱伴生，说明曾经历了强烈的水平挤压作用。

正断层及其组合表现为地层被拉断，距离拉长，它一般是在地壳的伸张状况下形成的。多见于地壳的隆起区。

逆断层及其组合表现为地层的重叠，水平距离缩短，一般认为它与水平运动有关，是在地壳压缩的状况下形成。

四、断层的识别标志

岩石遭受错断，必然会在岩石中留下断层面和两盘移动的痕迹，并使地层在彼此关系

上或产状上发生一定程度的变化。现将野外常见的鉴别断层的标志介绍如下：

（一）地层的重复、缺失或终断

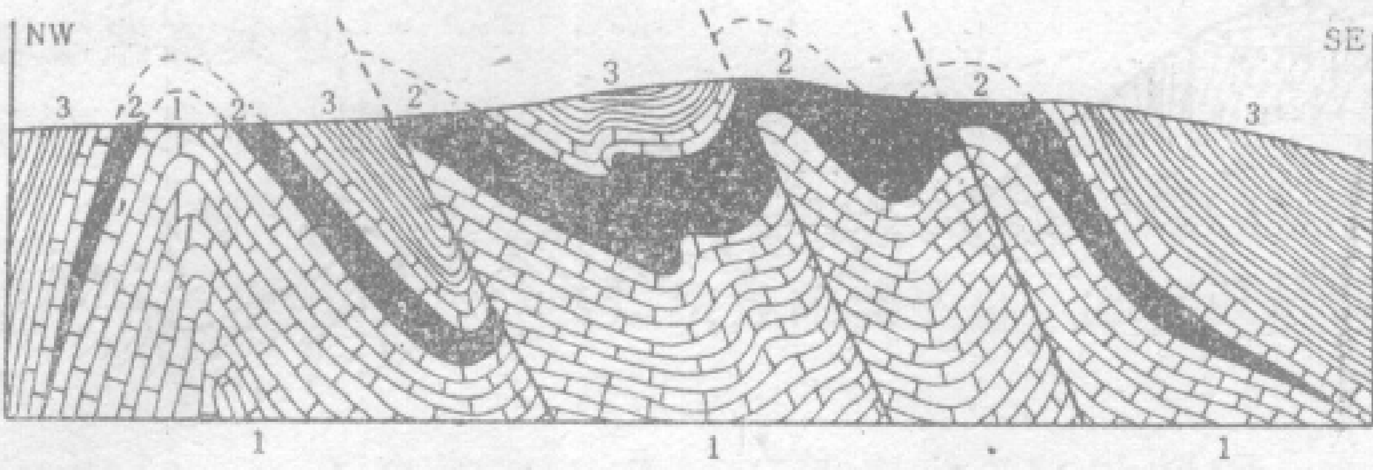


图 14—39　逆断层组成的叠瓦状构造

地层上的重复和缺失是与区域性的正常地层的顺序相比较而言的，所谓重复是指按地层正常顺序本来只应出现一次的地层，却以不正常地顺序重复出现了两次或三次，但又不是褶皱构造中地层有规律的对称重复。"缺失"是指按地层正常顺序应该有的地层缺失了，但又不是不整合所造成的区域性地层缺失（图14—40、表14—1）。

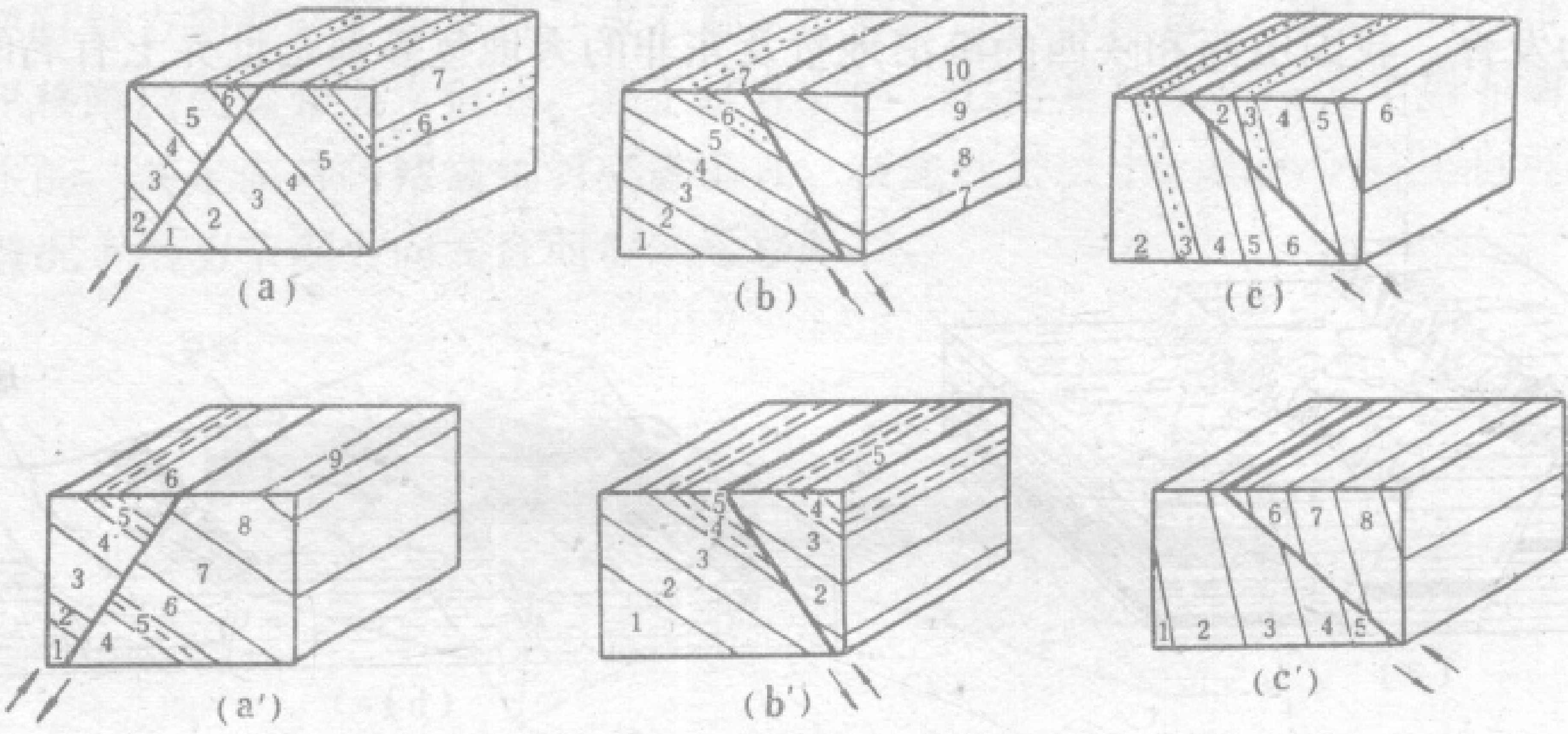


图 14—40　平行岩层走向的断层（走向断层）造成地层的重复与缺失

（图中1、2、3……数字表示岩层新老顺序，数字愈小，时代愈老）

a图—正断层；b图—逆断层；c图—断层倾角＜岩层倾角的正（逆）断层

表 14—1　走向断层造成地层重复与缺失

断层性质	断层倾向与岩层倾向的关系		
	异　向	同　向	
		断层倾角＞岩层倾角	断层倾角＜岩层倾角
正断层	重　复（a）	缺　失（b）	重　复（c）
逆断层	缺　失（b）	重　复（b）	缺　失（c）

"终断"是指岩层或岩墙沿走向相交或突然消失的现象。但与地层的尖灭或相交是不相同的。

（二）断层面及两盘相对移动的痕迹

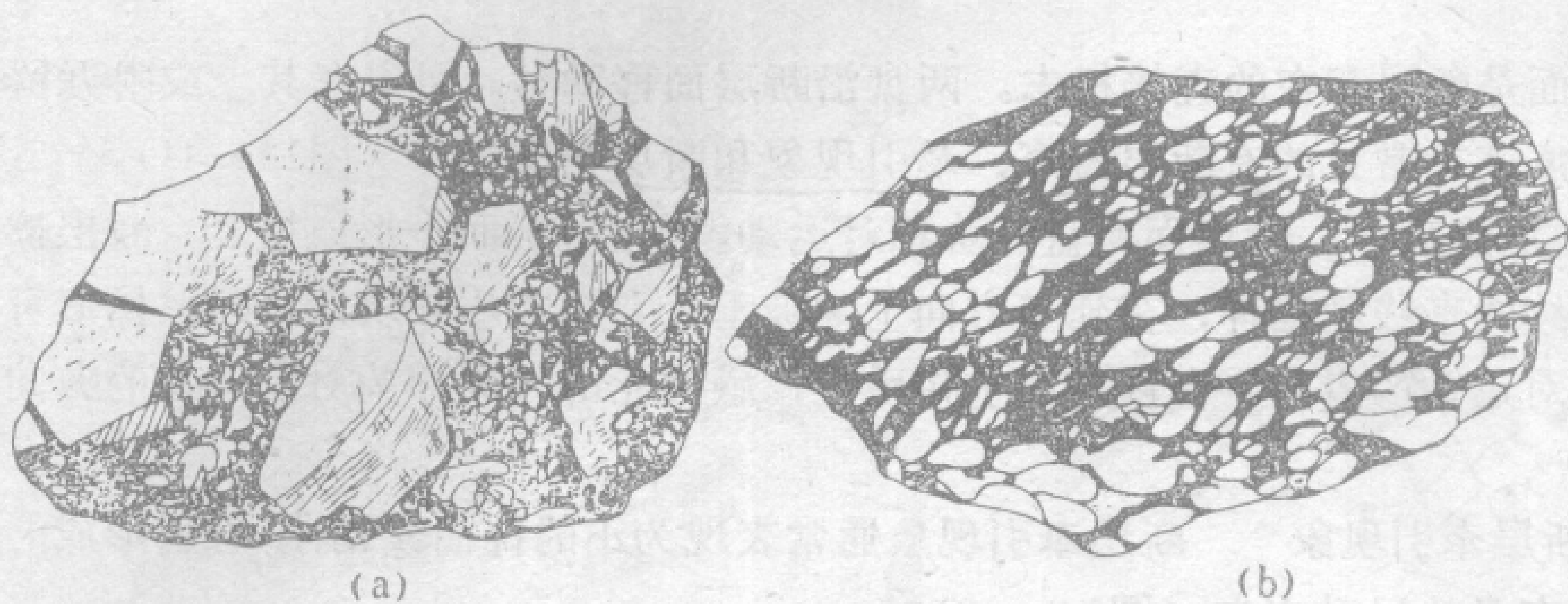


图 14—41 断层角砾岩
(据 孙岩等)
a—苏州一逆掩断层中压碎角砾岩；b—苏州泥盆系砂岩中张裂角砾岩


图 14—42 北京西山奥陶系石灰岩断裂面上的擦痕
(据《地质构造形迹图册》)
顺陡坎方向为相对盘滑动方向

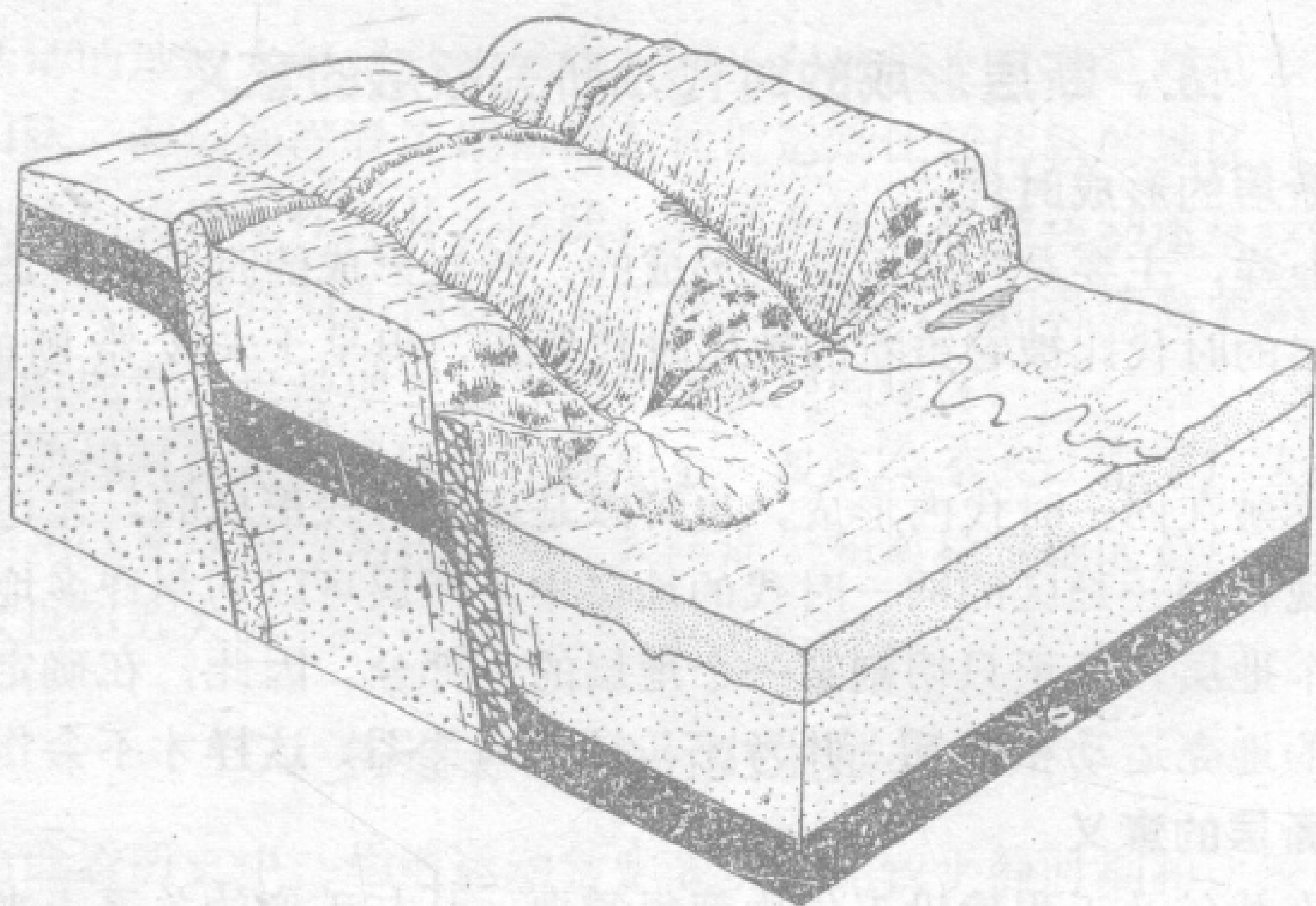




图 14—43 断层识别的标志
1—断层；2—断层附近的张节理；3—断层附近的剪切理；4—断层角砾岩；5—断层附近的牵引现象；6—断层三角面及断层擦痕；7—岩墙

断层面是断层存在的直接标志。两盘沿断层面移动时，可以在其上或附近留下因摩擦而造成的痕迹，常见的有断层擦痕、牵引现象和断层角砾岩等（图14—41）。

1．断层擦痕　断层面两盘岩块相对运动，可在断层面上形成擦痕，断层擦痕通常成平行的断续的直线状延伸，在延长方向上常被垂直它们的小陡坎所终断。擦痕可以用来确定两盘相对运动的方向。在擦痕面上用手摸，感到光滑方向即为对盘运动的方向（图14—42）。

2．断层牵引现象　断层牵引现象通常表现为小的挠曲或褶曲，岩层形成的拱弧方向指示它所在盘的运动方向（图14—43）。

3．地形上的标志及其它　断层上升盘在地形上常形成一个又陡又直的悬崖叫断崖。断崖被冲沟或河流切割后，可形成许多三角面。此外，大山脉的内部构造在山前被平原截断的现象，也是断层在地形上的反映。由于断层是地壳中的软弱带和破碎带，最易被外力所破坏，所以冲沟、河流常沿断层线发育，形成沟谷地形。

断层也常常成为地下水或岩浆运移的通道，所以有时可以看到泉水或侵入岩体沿断层呈线状分布。

上述断层的存在标志，通常在一个断层附近只能发现其中的一两个，或某几个，全部都具备的情况是很少的。断层存在的标志与别的地质原因造成的后果常常相似。例如，三角面可以由河流造成，也可以由冰川造成；角度不整合造成的地层缺失单从形态上看，与断层造成的“缺失”有时也很相似。因此，在确定断层时要仔细地区别它们。

目前，应用航空照片或卫星图象，从宏观上来识别断裂构造的效果较好。上述各种断层的标志都能在卫星照片上得到反映。尤其是对一些规模大，延伸长的断层，在卫片上往往成明显的线性构造（图14—44）。甚至有些地面上不易查察的地壳断裂有时也能在卫片上识别。

因此，最近以来由于遥感技术上的发展也大大地促进了构造地质的研究。

五、断层形成的时代及研究断层的意义

（一）确定断层的形成时代

断层与褶皱一样，主要是构造运动所形成的，断层形成的时代主要是根据其切割地层关系来确定。断层的时代比被它错断的地层时代要新，但早于未被错断的地层（图14—45）。

断层可以与褶皱在同一时代内形成，也可以是不同时代形成的。无论是那种情况，它们都可以同时出现在同一地区的同一时代的地层中。断层可以切割许多地层，但也可以只切割某几个或一个地层，甚至只切割某一个地层的一部分。因此，在确定其时代的时候，必须与一定时期的地壳运动相联系，并考虑与褶皱的关系，这样才不会作出错误的判断。

（二）研究断层的意义

断层的研究在找矿及工程建设工作中都很重要。从与矿产的关系上来看，由于断层往往不是孤立出现的，常形成一个断层带。在这样的地区金属矿液最容易循断裂而充填，有时可以形成重要的矿带。其次，断层两盘的移动使得原来成层和连续的矿床（如煤层、矿脉等）改变原来的形状和位置，使得完整的矿层被断开，在矿井中可使矿层重复或终断等。研究断层对工程建筑也具有非常重要的意义，如果没有搞清地质情况，将水坝、桥梁



图 14—44　山东省卫星影象图

（面积为$3.4\times10^4km^2$，中间深色线形影象带为我国著名的郯庐断裂带）

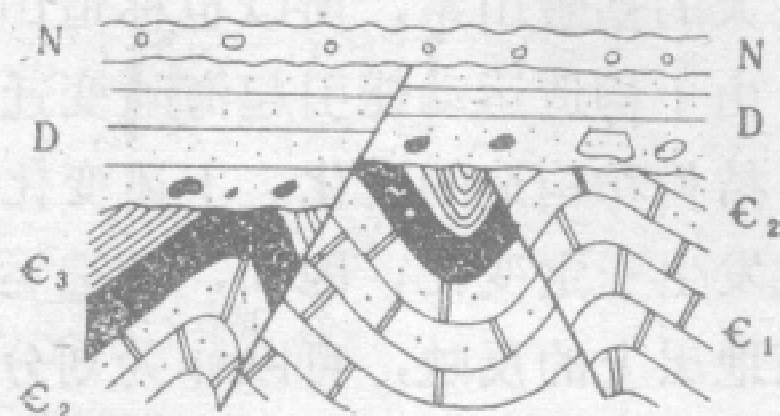


图 14—45　根据切割地层关系确定断层的时代

右断层形成在ϵ_3之后，D之前；左断层形成在D之后，N之前

或厂房建设在正在活动的断层上，就会影响建筑物的质量和使用年限，甚至会造成严重的事故和灾害。

第八节　构造运动的规律

构造运动不论在空间分布上还是在历史发展上都具有一定的规律性。

一、构造运动的空间分布特征

由于岩石圈的结构不同和各部位岩石力学性质的不均匀，以及各个地区地质条件的差异，所以构造运动在不同地区表现的活动性是不一致的。有些地方活动性较强，有些地区则相对比较稳定。

地壳上比较活动的地区大都呈带状展布，而且在地形上常常是高低差异十分悬殊的地带，如高耸的大山脉、海沟和洋脊等地带都是构造运动比较活跃的地区。在活动地带中各种地质作用，特别是内力地质作用非常活跃，表现为现代构造运动速度较快，岩浆活动、变质作用和地震活动等均较强烈。例如环太平洋山弧海沟系和海沟岛弧系及其沿岸地带是现代地壳活动强烈的地带，也是地震、火山活动强烈的地区。

地壳上构造运动相对稳定的地区，在地形上一般高差不大，常呈广大的平原或盆地，岩浆活动、变质作用以及地震等均较微弱。大洋地壳相对稳定地区是广大的深海平原，这种地区的地形起伏也不太大。

二、构造运动的历史发展规律

在地壳演化的地质历史中，构造运动常常表现为比较平静时期和比较剧烈时期的交替出现。在比较剧烈的时期里，运动的速度和幅度都较大，在比较平静的时期里，运动速度和幅度就相对要小得多，这就显示了构造运动的周期性。根据全球地壳发展历史的研究认为，地球上曾经发生过几次比较强烈，影响范围较大的构造运动。这些强烈的构造运动时期，称构造运动期。

构造运动相对平静时期主要表现为缓慢的升降运动。这种运动可引起海陆的变迁。一次大的急剧的构造运动常常表现为水平运动占主导地位，经历的时间较平静时期短，常形成巨大的褶皱山系，所以也称造山运动。

由于构造运动能引起海陆变迁、地形变化及自然地理环境的改变，并可引起地壳成分、结构和构造的变化。上述变化可导致沉积物及古生物特征，岩浆岩及其有关矿产的特征也发生一定变化，因而，构造运动的周期性可以反映出地壳发展历史的阶段性。构造运动在地层上的反映，可以作为划分地层界线的主要依据之一。通常界与界之间由最强烈的构造运动面（不整合或假整合）分开；系与系之间由次一级的构造运动面分开。据统计，自古生代以来，在全球范围内大致每隔两亿年左右发生一次全球性的剧烈构造运动，如加里东运动、海西运动、阿尔卑斯运动等。这些剧烈的构造运动造成的地质现象具有全球分布的特点。

第十五章　岩　浆　作　用

第一节　岩浆及岩浆作用的概念

对地下有“火”，古人早有认识。“地有火，明于内，暗于外”。随着科学的发展，使人们愈来愈认识到，地球内部并不存在熊熊的“地下火”，而是存在着炽热的岩浆，这些岩浆的形成和发展演化，反映了地球内部物质复杂的物理、化学作用过程，是地球内能的表现之一。它的直接见证就是火山活动。

根据火山的喷发以及岩浆在地下或地表凝结的岩浆岩特征来分析，岩浆的成分是十分复杂的。岩浆（magma）是一种炽热而富含挥发分的具有粘性的硅酸盐熔融体。它的主要成分是二氧化硅，其含量在45%至75%之间，组成各种硅酸盐矿物；部分为金属硫化物；Al、Fe、Mg、Ca、Na、K等的氧化物；以及Li、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、Ba、Ta、Pb、Th、U等痕量元素；并含有大量的挥发成分，主要为H_2O、CO_2、CO、N_2、SO_2、H_2S、HF、Cl、NH_3、NH_4等。挥发分含量在岩浆中一般不超过6%，其中H_2O约占70—90%。挥发分在岩浆中的作用是相当大的，在地下深处挥发分溶于岩浆中，可以降低岩浆的粘度。

岩浆粘度大小对其流动与结晶起着重要的作用，而岩浆的粘度与岩浆的成分、温度、压力及挥发分含量等因素有关，其中以SiO_2的含量最为重要。因此，一般依据SiO_2相对含量，将岩浆划分为酸性岩浆（$SiO_2>66\%$）；中性岩浆（SiO_2在53—66%之间）；基性岩浆（SiO_2在44—53%之间）及超基性岩浆（$SiO_2<44\%$）。

岩浆的温度通常在800—1000℃，但岩浆喷出地表后因强烈氧化和放热效应，其温度常较内部温度更高。不同成分的岩浆温度有所差别，如酸性岩浆的温度约为700—900℃，而基性岩浆的温度可高达1000—1300℃左右。岩浆内的压力可达$n\times10^5$Pa甚至更大。

一般认为岩浆发源于上地幔软流圈中，或地壳的深部。岩浆在地下处于高温高压的状态，因此，它在地下深处，很可能是一种粘度极高，过热的潜柔体。它在地壳中所处的环境是平衡的，一旦由于某种原因，例如，岩石中出现裂缝，局部地区压力降低，使岩浆所处的平衡关系受到破坏时，过热的岩浆就会变成液体，沿地壳的软弱带而贯入到地壳中，或直接溢出地面。这种从岩浆的形成、活动直至冷凝，岩浆本身发生的变化以及对周围岩石影响的全部地质作用过程叫岩浆作用或岩浆活动（magmatism）。根据岩浆活动的特点，可分为两种活动方式，一种方式是岩浆从深部发源地上升但没有到达地表就冷凝形成岩石，这种作用过程叫侵入作用（intrusion），冷凝后形成的岩石叫侵入岩；另一种活动方式是岩浆直接溢出地面，甚至喷到空中，这种作用过程叫喷出作用（extrusión）或火山作用（volcanism）。流出地面的岩浆叫熔浆。熔浆（lava）冷却后所形成的岩石叫熔岩[1]或

---

[1] 英文把喷出地表的熔融状态物质及其冷凝形成的岩石统称“lava”译为熔岩。岩浆岩石学中对流出地面未凝固的岩浆也称熔岩。

喷出岩（extrusive rock）。

第二节 岩浆的喷出作用——火山活动

一、火山及其活动的一般现象

地下的岩浆沿地壳的一定通道喷出地表，就形成火山（volcano）。火山喷发形成的“喷火冒烟”的现象，是世界上最为宏伟壮观的自然现象之一。火山喷发前，往往有许多预兆，例如地震、地下轰鸣、温泉出现、地温增高、地面出现新的裂隙，以及地磁场的变化等等。喷发现象有的很强烈、有的却很平静。一般火山喷发的初期，先从地面裂隙或原有火山口冒出气体，气体逐渐增多在火山上空形成烟柱，有时高达几千米，使日光也变成红黄色。随即，有地下轰鸣声或地震出现，大量火山物质——火山熔浆和火山碎屑等喷上天空，火山附近的空气由于受高温的影响发生膨胀，形成强烈的对流，因而可引起大风。喷出的蒸汽可凝结成雨，同时引起空中电荷的改变，而发生雷电现象等等，构成一幅恐怖而壮丽的景象。

1980年5月18日上午，美国西北部圣海伦斯火山在休眠123年之后重新爆发。爆发时释放出来的能量，相当于1945年美国在日本广岛投下的第一颗原子弹的500倍。当炽热的熔浆从火山口喷出时，把山顶的积雪全部融化，山顶附近山坡上的极厚的冰层也被融化成冰水顺坡而下，形成了巨大的泥石流，造成了当地人民生命财产的巨大损失。火山灰被喷至18000m以上的高空，一小时以后火山灰到达距火山以东130km的雅基玛市，顿时使白昼变成了黑夜。数小时内，火山灰散布到整个华盛顿州的东部、爱达荷州北部和蒙大拿州的西部。这一天恰好是星期天，在这一带就成了有名的“黑暗星期日”。圣海伦斯火山喷至高空的火山灰在17天内环绕地球一周。1985年11月13日哥伦比亚托利马省一座沉睡了四百年的内瓦多德尔鲁伊斯火山突然爆发。火山周围几个城镇被七、八米厚的岩浆、石块、火山灰埋没，造成两万名居民死亡。火山喷发的猛烈程度由此可见一斑。

我国著名的火山胜地黑龙江省的五大连池最近一次大规模火山喷发活动是在公元1719—1721年间。这次喷发是很猛烈的。吴振臣在《宁古塔纪略》中对这次火山喷发曾描述道：“离城东北五十里有水荡，周围三十里于康熙五十九年六、七月间，忽然烟火冲天，其声如雷，昼夜不绝，声闻五、六十里。其飞出者皆黑石硫磺之类，经年不断，竟成一山，直至城廓，热气逼人三十余里，只可登远山而望。今热气渐衰，然隔数里，人仍不能近。……”这次火山喷出的熔岩堵塞了白河河道形成了五个湖泊，即五大连池（图15—1）。

我国境内至今已发现的火山遗迹有600余座，绝大部分是在新第三纪以来喷发的。我国大陆上火山喷发的最新记录是新疆于田东苏巴什以南昆仑山的克里雅河附近，在1951年5月27日发生的火山喷发。当时在附近的解放军曾见到一个圆锥形的山发生巨响，并有烟灰成圆柱状由山顶喷出，并伴有石头飞出，延续几天冒烟不息。

无疑，火山是自然界最壮观而又令人生畏的自然景象，火山境地可以成为旅游胜地而给人类带来知识和乐趣，但有的活火山却常给人类带来灾难。在古代，人们常对火山喷发给予超自然的异想。“火山”一词在西方就源于罗马神话中火神所居住的一座冒火冒烟的山，名为Volcano（是意大利帕里群岛中一座火山岛）。

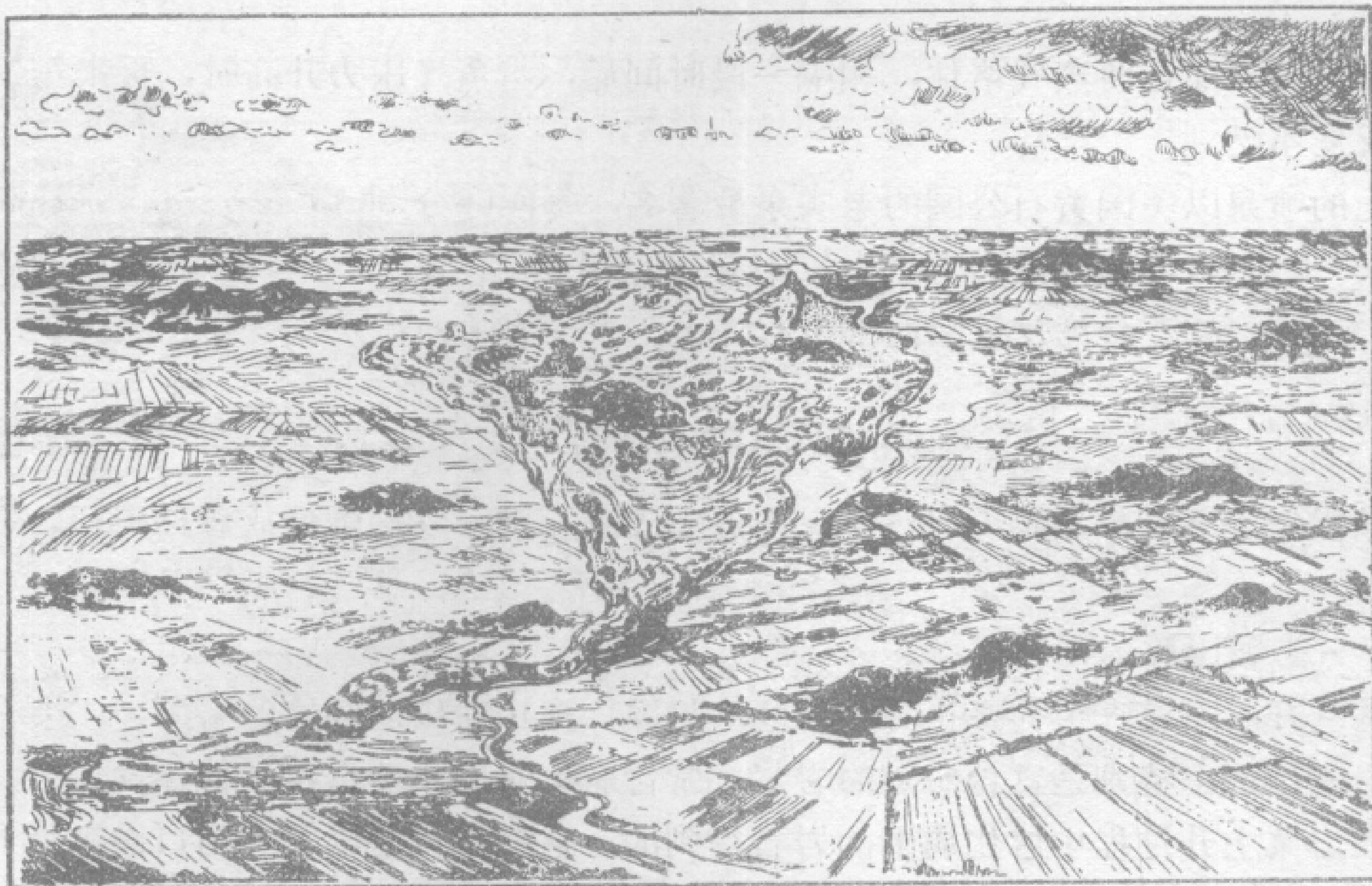


图 15—1　黑龙江五大连池近期火山——老黑山和火烧山

（引自《黑龙江五大连池》）

人们见到的绝大部分都是陆地上火山喷发的现象，其实在辽阔的海洋里，有着规模更大的火山喷发。沿着大洋中脊溢出大量熔岩形成了新的海底。世界上很多有名的岛屿都是由于海底火山喷发，逐渐堆积隆起而形成的。例如夏威夷群岛中最大的一个岛就是由五个火山组成的。

在火山喷发以后，从火山周围的裂缝中还可以长期地冒出气体，此外，在火山附近还有温泉和间歇喷泉的活动。这些都是火山活动的晚期现象。当然，温泉和喷泉并不都和火山活动有关。

与火山活动有关的温泉成因有两种：一种是由于岩浆的高温使火山附近地区加热，地下水温度升高，这些地下水流出地表后即形成温泉。另一种是岩浆放出的水蒸气，在上升过程中逐渐冷凝而成的热水，这种水流出地表也能形成温泉。后一种温泉有时温度很高，并溶有硫、硼、碘、钾盐及放射性元素等矿物质，故称热矿泉，常能治疗某种疾病，如皮肤病，风湿病等。



图 15—2　美国黄石公园间歇喷泉——老实泉

与火山作用有关的一种间歇性喷发的温泉，称间歇喷泉，泉水喷出的高度可达几十米。泉水中含有很多盐分，喷到空中的水落下来后由于温度降低，各种盐类即析出沉淀在喷口的周围形成各种泉华（以钙质最为常见）。一个喷泉喷发的时间间隔常常是一定的，不受季节的影响。因为岩浆放出的热使储存在岩浆体周围的岩石裂隙中的水温度加高，当升到 100℃ 以上时，水变为蒸气，体积膨胀，突破上面水柱的压力，将水喷到天空；大量蒸气也随之释放，下边压

力减小后水又流入通道将蒸气堵住，相隔一段时间后，当蒸气压力升高时，再来第二次喷发，如此反复不已。

世界上的喷泉以美国黄石公园的老实泉最著名，每隔66分钟喷射一次，水柱高可达30m（图15—2）。在我国西藏念青唐古拉山有100多个喷泉。目前已知我国的最大间歇喷泉在西藏昂仁县搭格架。台湾及云南西部也有许多与火山有关的喷泉。

二、火山活动的产物

火山喷发出的各种喷出物，有气态、液态和固态三种。它们可形成各种矿产、岩石及火山地形。

（一）气态喷出物

火山从它开始喷发直至其终止时都有气体喷发。火山喷出的气体的来源，主要是由地下岩浆本身析出的。特别是富含SiO_2的岩浆，常含有大量的水蒸汽及其他挥发成分，也有少部分是在岩浆上升过程中熔化周围的岩石得到的。这些气体是沿着火山口或者沿火山锥附近的裂隙喷出地表的，这种喷气的通道就叫喷气孔（fumarole）。

火山喷出的气体最常见的是水蒸气，约占气态喷发物的70%—90%，其他气体包括氮、氧、氢、二氧化碳、一氧化碳、氟、硼酸、氨气、甲烷以及氩气等。喷出的气体的数量和成分，不仅在不同的火山是各不相同的，即使在同一火山的不同活动阶段也是变化不定的。喷气的成分与温度的关系十分密切，当温度超过500℃时，喷出的气体主要为氯化物（HCl、$NaCl$、KCl、FCl_2 等），此时喷出的水蒸气很少，称为干喷气；温度在500—360℃时，喷出物常为HCl、H_2S 及 H_2CO_3 等并有少量水蒸气及硫磺；温度在300—100℃时，喷出的气体为NH_4Cl及H_2SO_3等；当温度低于100℃时则主要为水及CO_2等，或者是喷出气态的硫化物。我国台湾大屯火山群的山坡上，至今仍常有硫磺气的喷出。

喷气孔常围绕火山口分布，一般来说，高温的靠近火山口，低温的在四周。喷气孔的分布位置以及喷出的成分是随火山的发展而变化。当火山处于向活动期发展时，喷出气体中的氯化物增多，高温喷气孔向火山口四外扩展；相反，当火山处于衰亡期时，喷出的水蒸汽、二氧化碳的含量增多，高温气孔向中心退缩，甚至消失。由此可以看出，根据喷气孔的发展，可以预测火山活动的动向。例如苏联勘察加火山观察站根据气孔喷发成分的变化，成功地预告了克留契夫火山喷发活动的趋向。

火山喷发的气体，在火山口周围可形成升华物，其中最常见的是硫磺，此外尚有岩盐、氯化钾、硫化钾、二氯化铜等。如果这种升华物大量堆积起来，也可形成有价值的矿产。

火山地区喷出的气体数量可很大，例如墨西哥帕里库廷火山一天内就喷出了约18000t水。美国阿拉斯加的万烟谷（图15—3）中有着众多的喷气孔，每秒约可喷出23000m³的水蒸汽，每年还有1.25×10^6t HCl和2.5×10^5t HF随水蒸汽被带入空中。

（二）液态喷出物

火山喷出的液体产物称为熔岩（lava）。熔岩与岩浆的差别在于水分和气体较少。按照熔岩的成分（SiO_2的含量）可分为酸性、中性及基性三类。酸性熔岩含SiO_2较多，FeO、MgO较少，颜色浅、比重小、粘度大。基性熔岩含SiO_2较少、FeO、MgO较多，颜色深、比重大、粘度小。由于粘度不同，它们的流动速度也就不同，基性熔岩由于粘度小，流动性大，因此流速快，流得远。



图 15—3 美国阿拉斯加万烟谷喷气孔



图 15—4 黑龙江五大连池的结壳熔岩流，呈爬虫状分支
（引自《黑龙江五大连池》）

熔岩在地面流动的速度除了决定于熔岩本身的粘度外，还与地形、坡度有关。熔岩的流动速度一般不超过 16km/h。若坡度较陡时可达80km/h。熔岩自火山口溢出地面常形成舌状及各种形状的熔岩流（lava flow）。

一般来说，酸性熔岩流多为短而厚，基性的则多为长而薄。我国黑龙江省五大连池的老黑山和火烧山溢出的熔岩流长达十余公里，宛如黑色巨龙匍匐地面，长期以来人们形象地称它为石龙。如果地面平坦，熔岩大量溢出时，可以形成复盖广大面积的熔岩盖。熔岩盖厚度可达上千米，面积可达上千乃至上万平方公里。如我国河北张家口汉诺坝的玄武岩就厚达300m以上，面积为千余平方公里。

熔岩流可具有各种表面形态，概括起来可分为结壳熔岩、渣块熔岩和枕状熔岩三种基本类型。

1．结壳熔岩　结壳熔岩（pahoehpe lava）按夏威夷土语的原意是绳子的意思。这种熔岩流的流动性大，往往是基性熔岩，常呈席状分布，称岩席。它的表面平坦、光滑。在熔岩流动过程中先凝固的表层没有显著破碎，表层比较光滑且呈波状，凝固后可叫波状熔岩(wave lava)；如果下面的熔岩仍继续流动，使上部的薄壳被拖引成绳状构造，这时又可称为绳状熔岩（ropy lava）（图15—4、15—5）。

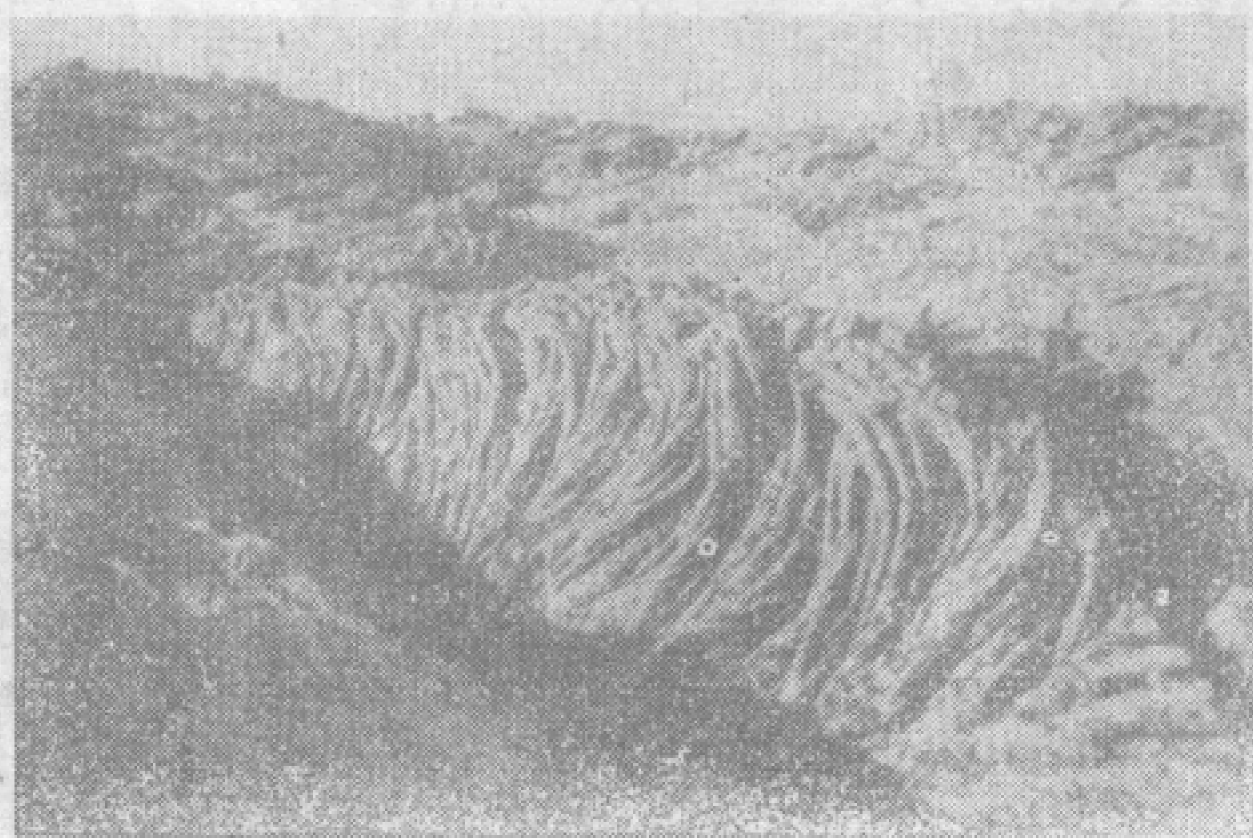


图 15—5 黑龙江省五大连池熔岩急流形成粗绳状构造
（引自《黑龙江五大连池》）

2．渣状熔岩　渣状熔岩（aa）一词为夏威夷土语；是块状的意思，也可以称块状熔岩（block lava）。这种熔岩常是粘度较大的酸性熔岩，表面由大小不等的岩渣状碎块

组成，五大连池一带的居民形象地称之为翻龙石。熔岩在流动过程中，先固结的表层发生脆性或半塑性的破碎而成为碎块（渣块），熔岩继续流动，再次破碎、翻滚、粘结，并卷进“外来”固体成分，形成翻花熔岩流。在五大连池这类熔岩流表层，即“渣块层”，一般厚几十厘米至一米左右，局部可达数米，其下是由液态熔岩直接凝固形成致密块状层（图15—6）。



图 15—6 黑龙江省五大连池的块状熔岩（翻花熔岩流）

（引自《黑龙江五大连池》）



图 15—7 甘肃阿克赛县后塘北山下古生界基性熔岩枕状构造



图 15—8 黑龙江省五大连池喷气叠锥

（引自《黑龙江五大连池》）

（溢出的熔岩饼堆叠起来而形成喷气叠锥，直至气体的膨胀力达到所需溢出的高度为止）

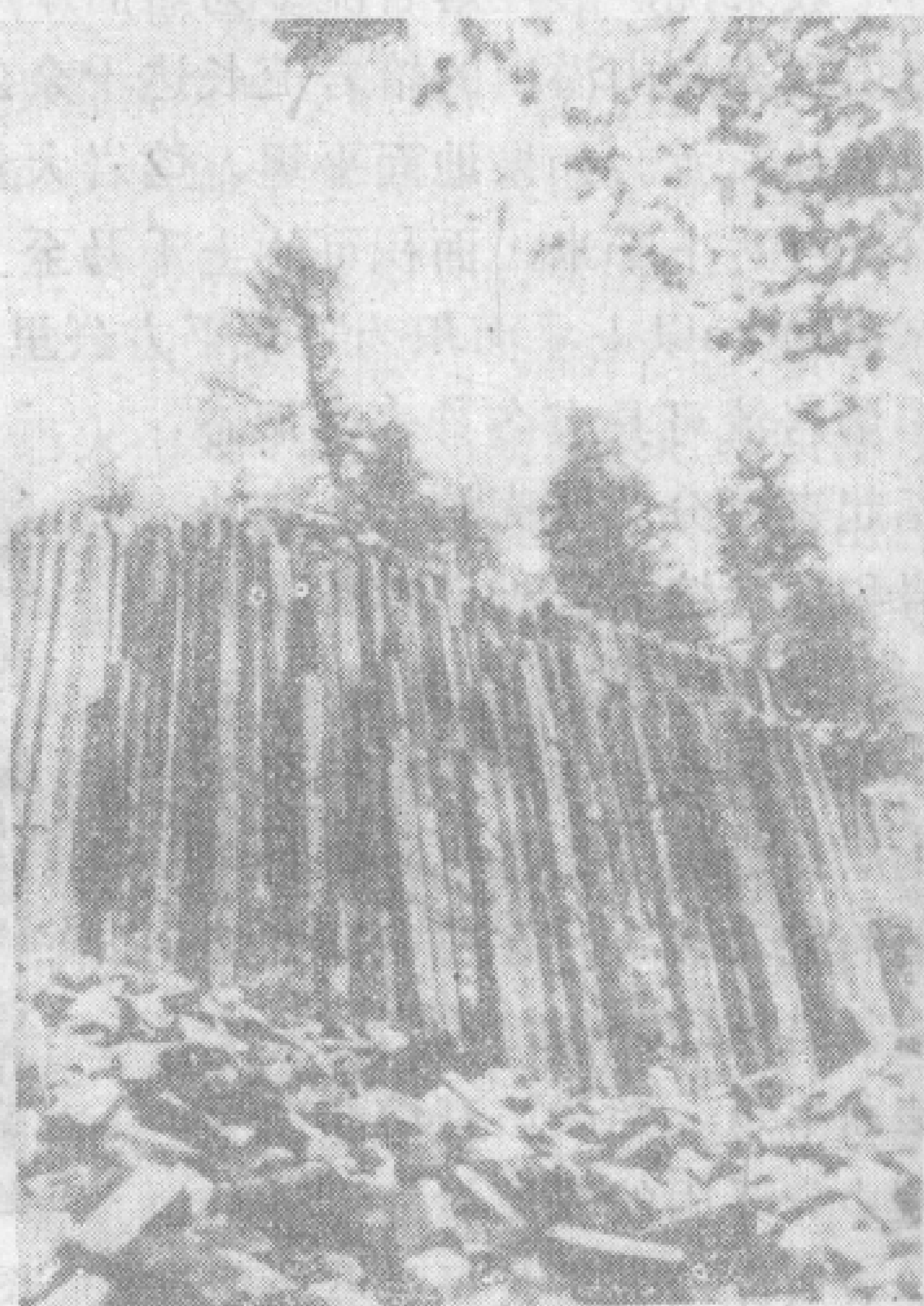


图 15—9 玄武岩柱状节理

（据 N.Strahler）

3．枕状熔岩　枕状熔岩（Pillow lava）一般认为是水下喷发的玄武岩（基性）熔岩的表面特征（图 15—7）。炽热的熔岩遇水时蒸汽压剧增，使熔岩分裂成大小不等的块体，被高热蒸汽包围着向低处滚动，就形成椭圆状的枕状块体；另一种观点认为基性熔浆

流入水中发生淬火冷却，表面结成硬壳，熔浆从表面许多孔隙中挤出流动又迅速冷却，于是形成椭球状的枕状熔岩。枕状熔岩的表面因迅速冷却所以是玻璃质的，而内部为结晶质。凝固时，内部收缩，可产生与表面垂直的放射状裂隙。内部常有气孔构造，且越近表面，气孔越多。

熔岩冷却过程中，在其内部还可以形成各种构造，如流纹构造、气孔构造和柱状节理等。熔岩中相对集中的矿物成分，在流动过程中可以形成相间排列的色带、细纹等构成的流纹构造（rhyotaxitic）。熔岩中的气体在向上移动时，随着压力减小，则可变为气泡。熔岩冷却后被封存在内部，则形成气孔（Vesicular）。气孔多集中在熔岩的上部，有时受熔岩本身流动的影响被压扁、拉长、甚至排列成线状。在我国黑龙江省五大连池的熔岩构造中特别引人注目的是熔岩流表面成群成列出现的喷气叠锥和喷气穴构造等（图15—8）。其造型美观，姿态多样，为国内外所罕见。

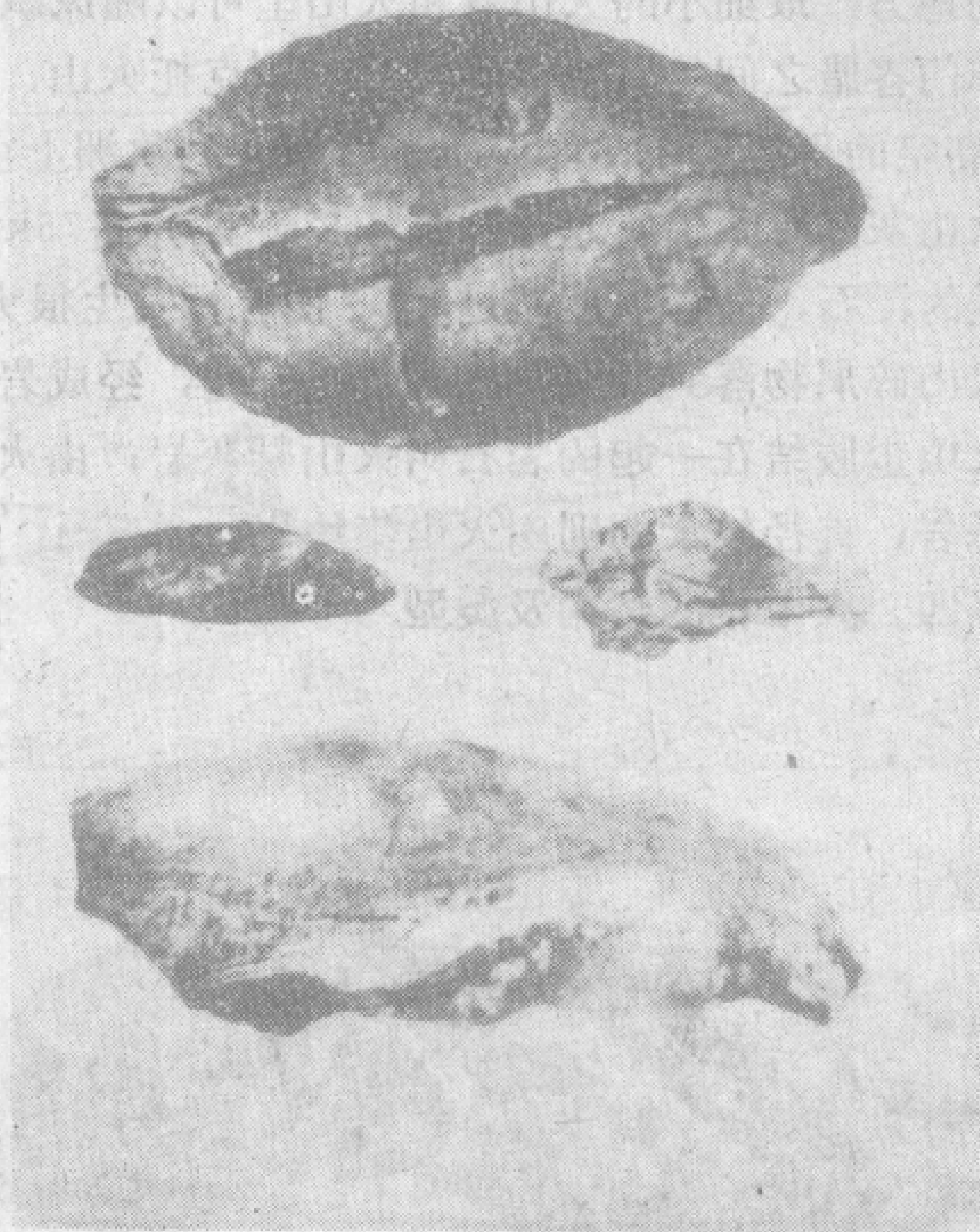


图 15—10　火山弹

熔岩内部常常发育具有一定规律的节理系统，有的是冷却形成的；有的是冷却后受构造运动影响形成的。与熔岩冷凝过程有关的节理系统常见的为柱状节理。柱状节理是熔岩冷却时，围绕一些中心收缩，在冷缩中心之间则形成不同方向的节理，它们通常是垂直熔岩的顶底把岩石分割成多角柱状，最常见的是玄武岩中多角形或六角柱状节理（图 15—9）。

熔岩冷凝后就形成各种类型的喷出岩，一般根据其SiO_2成分的含量分为酸性、中性、基性等喷出岩，在其产出状态、结构构造上都具有许多能反映其形成环境的特征。例如其外表常具有能反映熔岩流动状态的流纹构造及熔岩冷凝后保留的气孔构造。由于熔岩是在地表条件下快速冷凝，因此在结构上常表现为结晶程度低，结晶颗粒细小的特征。有时熔岩喷出地表因冷却太快，矿物成分来不及结晶则成为非晶质的玻璃质结构。

（三）固态喷发物

火山喷出的固体物质叫火山碎屑物质，它们主要是火山喉管及火山口附近的岩石及液态熔浆，在气体突然冲击地面并引起爆炸时形成的大小不等的固体碎块在气体的推动下可以喷至高空中，然后降落在火山口附近堆积起来。有些液态喷发物甚至降落到地面时尚未完全硬化，成为具有柔性的块体。这些在空中凝固的较大块体，称火山弹（volcanic bomb）。它形如纺锤状或梨状，熔岩在天空旋转，降落后有时可形成麻花状的火山弹（图

15—10、11)。

火山弹一般直径大于100mm，有的直径可达 10m 以上。直径 为2—100mm 的叫火山砾、火山砂，0.05—2mm 为火山灰，直径<0.05mm 的则称火山尘。有些火山喷出物有大量气孔存在，质地很轻，被称为浮石。

堆积在火山口附近的粗大物质通常在距火山口较近的地方，细小的则堆积在离火山口较远的地方，最细小的火山灰和火山尘可以随风飘移，携带到很远的地方。例如位于爪哇和苏门答腊之间的巽他海峡中的克拉克托火山，在1883年喷发时，把火山尘喷到70—80km高空的平流层中，漂游很远，被吹到欧洲上空，形成“血霞现象”。就在这次喷发中，火山灰的总量估计超过$1.8\times10^9m^3$，并将$75km^2$的海岛炸毁了三分之二。在近海处落下大量的浮石，估计厚度超过3m，使航行发生很大的困难。

火山碎屑物落到地面并被胶结在一起，经成岩作用后，就形成了火山碎屑岩。由火山灰及火山尘胶结在一起的岩石叫火山凝灰岩；由火山砾和火山弹胶结在一起的岩石则叫火山角砾岩；直径较大的则叫火山集块岩。

（四）火山锥的结构及类型



图 15—11　麻花状火山弹
（引自《黑龙江五大连池》）
该火山弹长34cm



图 15—12　爱丁堡火山锥景观

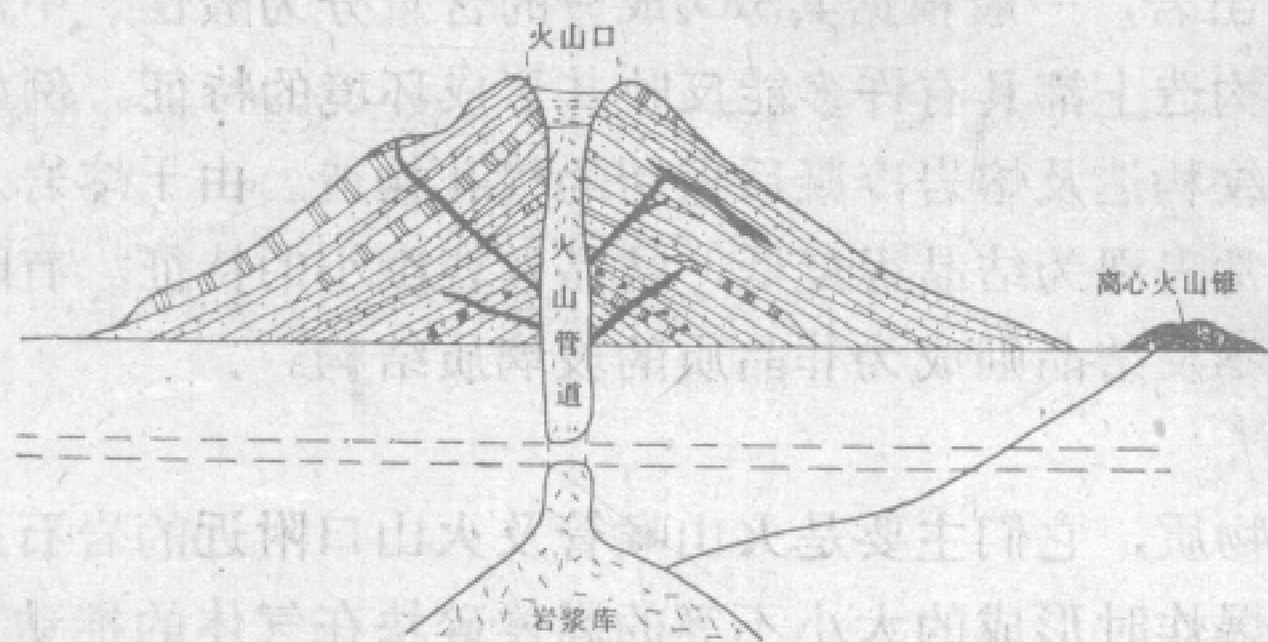


图 15—13　复合火山锥示意图
火山碎屑层以点表示，角砾岩以三角形表示，熔岩流以不规则的横线表示

火山喷发形成的地形常呈锥状，称火山锥（图 15—12）；喷发的中心称火山口。火山口中积水成湖的叫火口湖，如位于长白山顶上的天池，就是有名的火山湖。与火山口相连的岩浆通道叫火山喉管。火山锥四周的坡度有缓有陡，一般为20°—30°，两坡对称或不对称。由于火山喷发情况不同，因而火山锥也是多种多样的。有的火山锥主要是由熔岩

组成的，叫作岩熔锥。有的主要是由火山碎屑物质堆积的，称岩渣锥。由熔岩及固体物质两种组成的就叫混合锥，其成因是火山周期性爆发导致爆发时喷出的火山碎屑物与宁静时溢流的熔岩流相间堆积，因而形成的复合火山锥（图15—13）。

另外一种叫熔岩穹窿，是指粘度极大的岩浆被挤出地面，流动不远即形成鳞茎状（钟状）的熔岩体。

火山锥形成后，若火山发生再次活动时，岩浆可以沿火山锥上的裂隙涌出，在原先的火山口或火山锥的坡上形成许多更小的火山锥，好象寄生在火山锥上，叫寄生火山锥。有寄生火山锥的称为复锥。

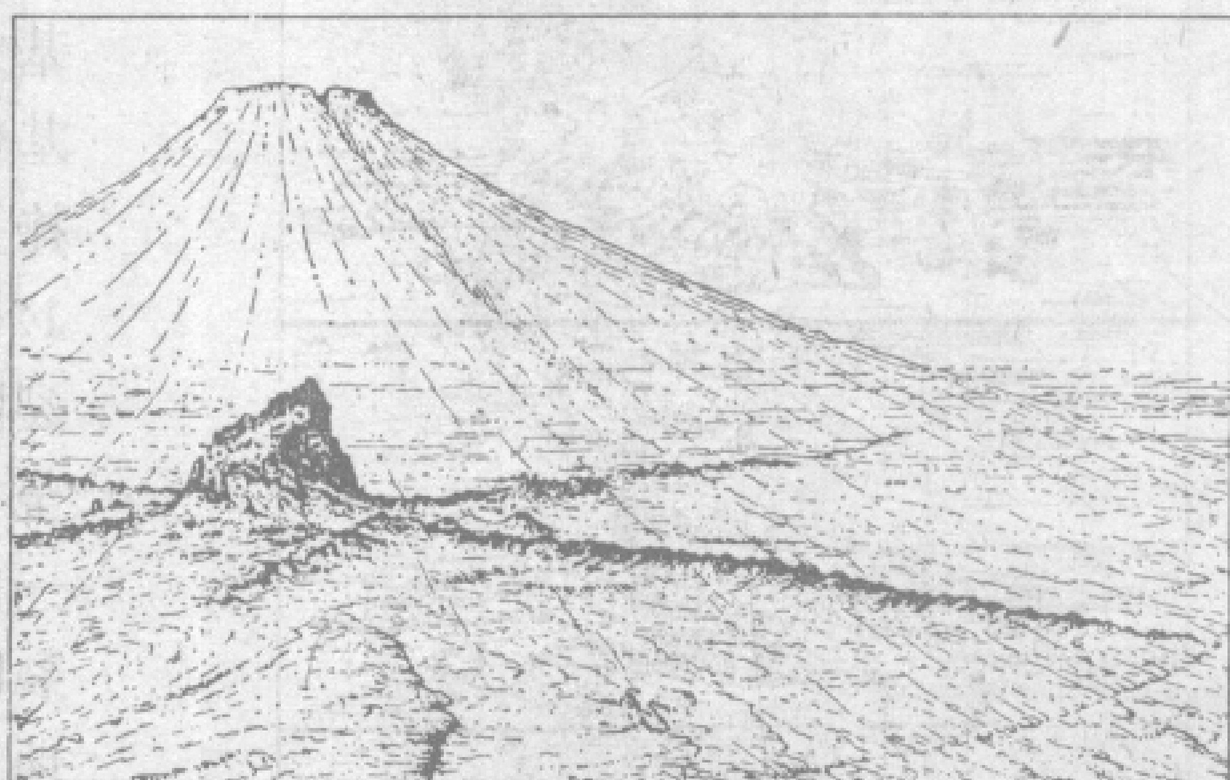


图 15—14 火山颈及放射状岩墙，上面为火山锥复原图（新墨西哥）

火山再次喷发时可以将原有的火山口炸掉一部分，使火山口顶部扩大，成为更大的洼地则叫破火山口。破火山口也可以是因地下岩浆逐渐凝固，体积收缩，或别的原因引起上部塌陷而形成的。

火山锥在外力作用下，会遭到破坏，比较显著的是流水侵蚀作用，可以在火山锥上造成许多辐射状的小沟，称羊尾沟。经过外力破坏后的火山锥，如果填充在火山喉管中的岩石较四周的坚硬，则可保留下来，成为一个孤立的岩柱，叫火山颈（图15—14）。

三、火山喷发的类型

火山活动的类型是多种多样的，主要决定于以下几种因素：

1．岩浆成分，水及其他挥发分的含量，温度及粘度　玄武质岩浆含 SiO_2 及挥发分少，温度高、粘度小、流动性大，所以喷发时较为平静；而流纹质和安山质岩浆富含 SiO_2 及挥发成分，其温度低、粘度大、流动性差，因此，喷发时较为猛烈。

2．地下岩浆囊和供给通道中的压力以及喷溢地表的通道形状　有时岩浆沿原先存在的断裂上涌，则成裂隙式喷发；而有时凭借岩浆的压力“钻通”地表（一般位于裂隙的交叉处）则呈筒状喷发。

3．岩浆喷出时的环境　例如，是在陆地喷发还是在水下喷发，这两种环境的火山喷发情景很不一样。

主要喷发类型有以下几种：

（一）溶透式喷发

熔透式喷发（deroofing eruption）在地壳发展的初期，地壳是很薄的，地下的岩浆热力很强　有可能大面积熔透地壳，即形成熔透式火山。在各大陆太古代岩石中见到地下冷凝的岩浆岩体与上面的喷出岩呈直接过渡的现象。有些学者认为这就是由熔透式火山作用形成的。这种喷发类型在现代很少见。

（二）裂隙式喷发

裂隙式喷发（fissure eruption）是指熔岩沿构造裂隙溢出的现象。一般这种喷发以基性的玄武岩流为主，无爆炸现象，往往呈大片流出，常展布在广阔的面积上，形成一大片连续的玄武岩层，可形成玄武岩高原。这种喷发在现代大洋中脊的中央裂谷处正在进行，它是地幔物质上升的通路，溢出大量的熔岩流形成了新的洋壳。

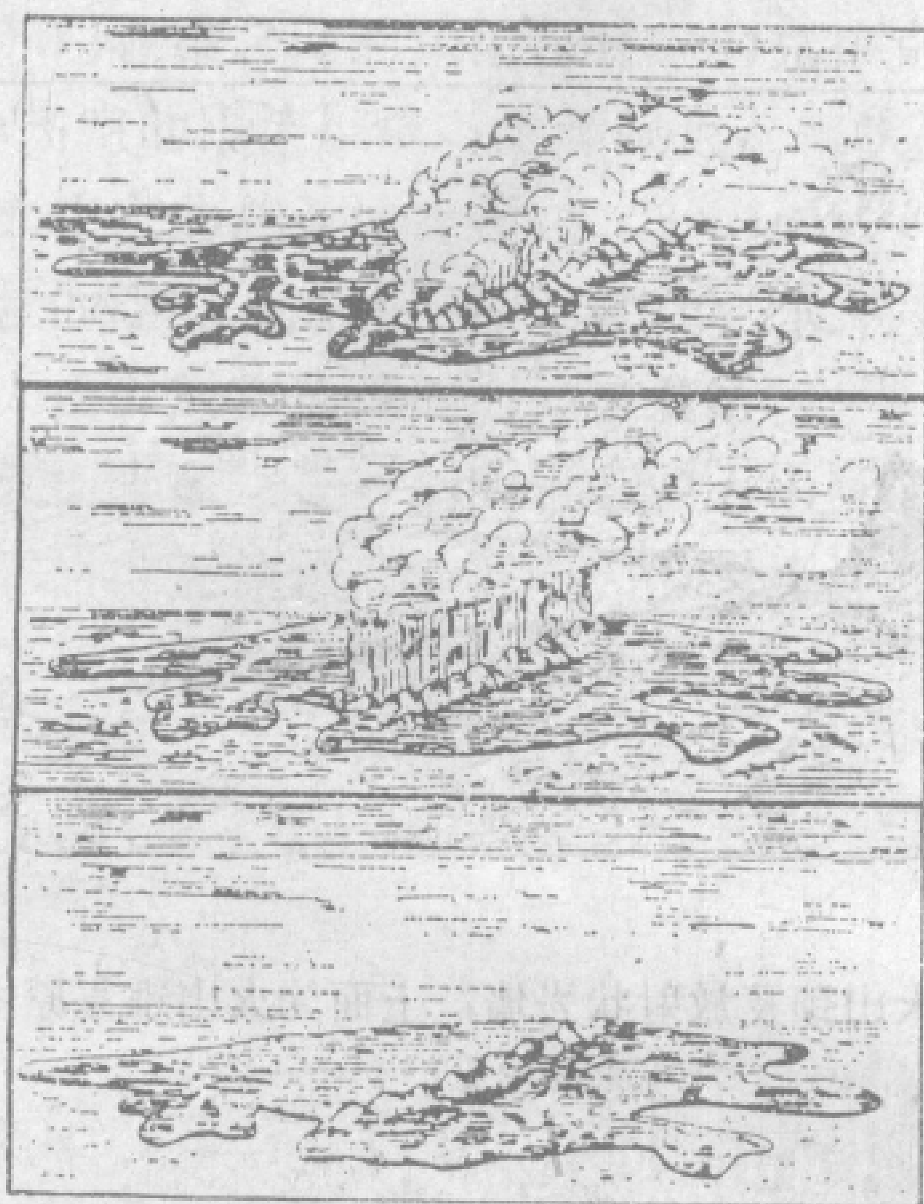


图 15—15　冰岛拉基火山示意图
（据 E.Suess）

大陆上也有这种喷发类型，如冰岛拉基火山（图15—15），它在1783年喷发时，基性熔岩沿长达 30km 的裂隙宁静溢出，掩盖面积达565km^2，流出的熔岩体积达12.5km^3。因而又称为冰岛式喷发。这种裂隙式火山活动可能是古生代、中生代以至第三纪时期火山喷发的一种主要形式。一般认为，这时地壳厚度较大，脆性也大，裂隙喷发为其主要活动方式。此时世界各地都有大规模岩浆喷出活动，熔岩面积往往达到数千甚至数万平方公里。例如我国二叠纪的玄武质熔岩（峨眉山玄武岩）几乎覆盖我国西南云、贵、川三省交界的广大区域。第三纪的玄武质熔岩喷出则覆盖了我国东北的南部和河北张家口以北的广大地区。世界上最大的熔岩高原是印度德干高原，面积可达五十余万平方公里，可见裂隙式喷发规模之大。

（三）中心式喷发（筒状喷发）

中心式喷发（central eruption）是岩浆通过喉管通道到达地面形成的一种喷发型式，它是现代大陆上火山活动的主要类型。这可能是由于现代陆壳已加厚的结果，岩浆只能沿裂隙交叉处形成的通道喷出，按照这种喷发的剧烈程度又可分为宁静式、爆烈式和递变式三种。

1．宁静式（或称为夏威夷式）　这种火山喷出的熔岩以基性熔岩为主，其粘度小，流动性很大，熔岩中含气体很少，没有爆炸现象。这种火山的熔岩流面积很广，形成的火山锥坡度平缓，为盾形火山锥，以太平洋夏威夷群岛上的基劳洼火山为最典型。该岛上的莫纳罗亚火山是世界上最大的活火山之一。它的面积占该岛的一半，它的熔岩溢出是如此的宁静，以致人们可以到现场观光（图15—16）。

2．爆烈式（又称培雷式）　这是一种猛烈爆炸的火山。喷出的熔岩是粘性大、不易流动、含气体多、冷凝快的熔岩。有时岩浆上升未达到地表，在火山口或火山喉管中就凝固了，从而封闭了岩浆涌出的通道，阻塞了岩浆和气体喷出，当地下岩浆压力增大，冲破上面的堵塞时，就发生猛烈的爆炸。喷出物主要是火山灰、火山渣、火山弹和热气体。爆炸物形成的方式有喷气柱（phreatic）、喷发柱（columnar）和扑撩云（plume）等几种，几乎没有熔岩流溢出。这种类型以西印度群岛的马丁尼克岛上的培雷火山为代表（图15—17）。这座火山在1902年爆发，高温的气体和火山灰喷出后形成高达4000m的烟云，热气经过其

旁边的圣皮埃尔城到达海中，使海水沸腾，城中26000居民全部丧生。印度尼西亚克拉克托火山也属于这类，该火山在1883年的一次爆炸声，在遥远的澳大利亚都听得清楚。

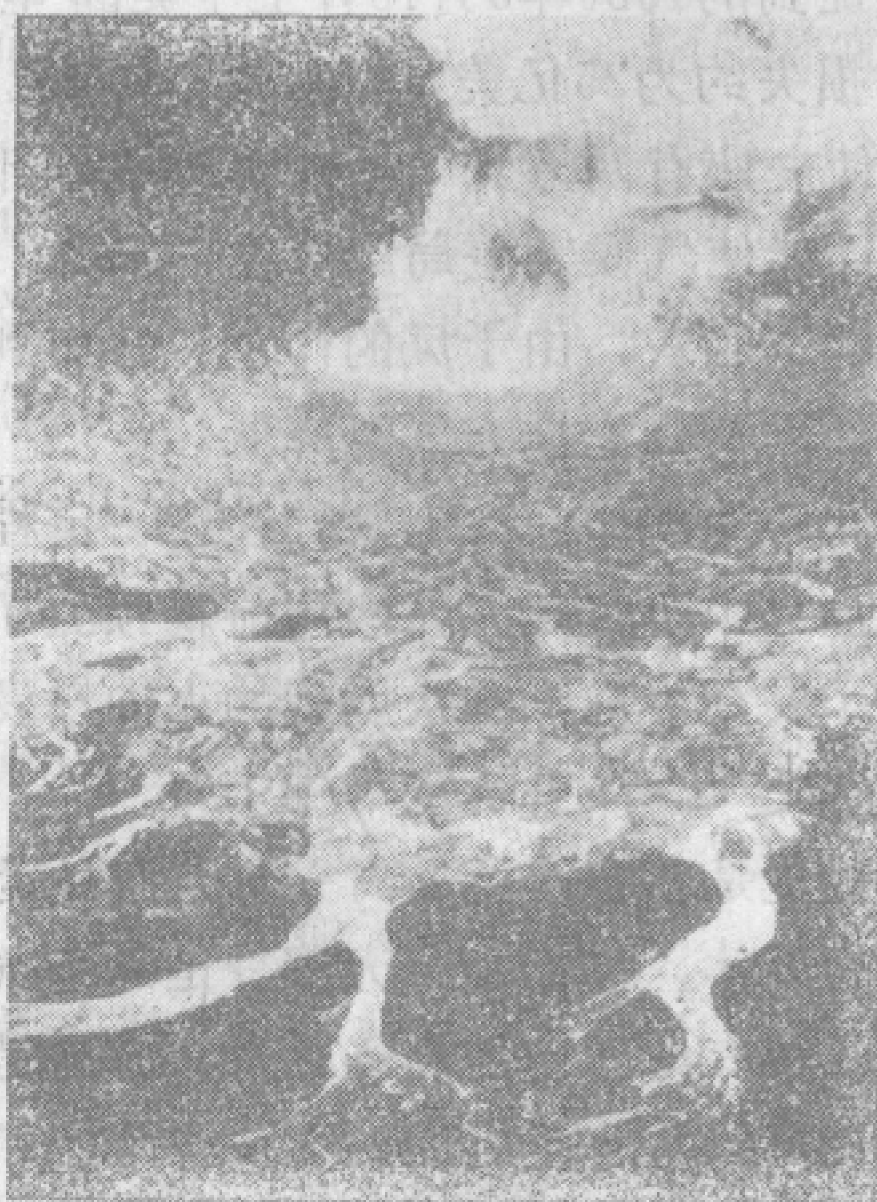


图 15—16　夏威夷莫纳罗亚盾形火山

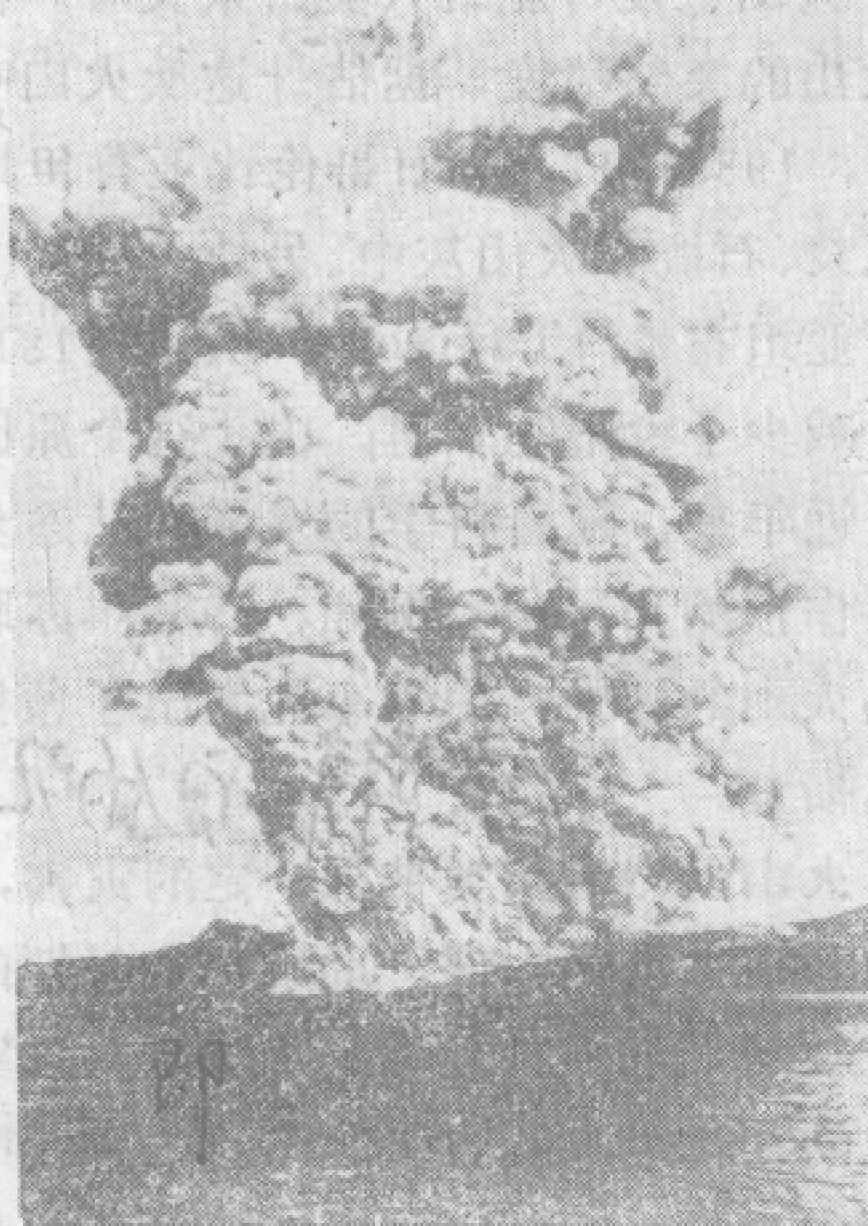


图 15—17　培雷火山的喷发

3．递变式　这类火山的特点介于前两者之间，喷发方式可从宁静到猛烈。喷发物以中基性熔岩为主，并有一定的爆炸力，通常是首先喷出大量的气体和碎屑，随后喷出熔岩，但溢流不远，一般没有火山灰。大多数火山都属于这种类型。这类火山可以地中海的丽帕利岛上的斯创博里火山为例，它高出海面926m（海面以下尚有2000m）。火山锥较陡，熔岩偏基性，一次喷发完后，堵塞在火山管中的熔岩还未凝固，下面又聚集了大量气体，冲开火山管中的熔岩，再次爆炸，其时间的间隔大致相同，具节奏性，夜间在150km外可以见到闪闪红光，称为地中海上的灯塔。著名的意大利维苏威火山（图15—18），也属这种类型。该火山的特征是喷发阶段性明显，间歇时间更长，初期强烈爆炸，喷出的气体可形成高几千米，甚至一万多米的烟柱。其他如墨西哥的帕里库廷以及我国第四纪的一些火山绝大部分也属于此类型。



图 15—18　1920年维苏威火山喷发时形成的烟柱

一个火山在不同时期可能属不同的喷发类型，如早期为爆烈式，后期变为宁静式，以后又可以变成爆烈式，作周期性的更替。这主要是由于地下岩浆性质和气体数量的变化所致。

四、火山和人类

火山喷发可能给人类带来灾难。例如，前面已提到的1980年5月18日上午美国圣海伦斯火山的突然喷发，据估计这次火山喷发所造成的损失约为25亿美元，将近100人死亡。最近，1985年11月13日哥伦比亚鲁伊斯火山爆发，使一座有两万五千居民的小城全部埋没在泥浆、石块和火山灰中。另外，因火山灰的影响，还能使气候发生局部变化，例如，印度尼西亚坦布拉（Tambora）火山在1815年喷出极细的火山灰，由于风的作用，分布到全世界，减少了太阳的辐射，由于这个原因使英格兰中部以及其它地方气温降低。

近年来，随着科学的发展，已逐步掌握了火山活动的规律，火山破坏性在一定程度上也可作预测和预防。例如，1955年苏联科学院堪察加火山研究站，在两周前就预测了一座无名火山的爆发，由于事先发出了预报，及时采取了安全措施，这次剧烈的火山爆发并未造成损失。

火山固然给人类带来一定的灾害，但是它的益处也是相当多的。有一种假说认为所有的水都来自地球内部。地质历史时期的火山排出大量气体，气体中很大部分是水蒸气，通过冷凝而形成今日地球的水圈。根据实地调查，不仅现在海洋中的岛屿很大一部分是火山造成的，就连大陆边缘的增长，火山喷发物的堆积也可能是其重要原因之一。

火山灰也有其有用之处，当它遭受风化后就形成肥沃的土壤，特别是在温暖潮湿的气候条件下更为有利。为什么意大利民族世世代代喜欢生活在火山的周围呢？墨西哥、印度尼西亚常常在火山活动的地方人口最稠密？这是因为火山灰是极好的天然肥料，其中富含植物需要的养分，如钾等元素，只要气候适宜，就可以获得别处少有的好收成。古巴、印尼盛产甘蔗、中美洲的香蕉丰产都与火山活动的贡献有关。

火山作用对人类最重要的一个贡献，就是随着火山活动地下蕴藏着大量的热能被释放出来，其中的一部分以温泉、喷气孔等形式露出地表。温度高的热水可达百余摄氏度，而且可以用来取暖或作为发电的动力，以及用于医疗和农业。如在冰岛火山区，利用热矿泉使城市暖气化。在意大利、新西兰、日本等地还建立了地热发电站。我国黑龙江省五大连池的火山区，多温泉，是一个罕见的天然矿泉疗养区。

火山的气态喷出物中当硫、氯化钠、氯化钾等聚集的量很大时则可形成有用的矿产。价值昂贵的天然金刚石是需要在高温高压条件下形成的，主要在天然的火山通道中生成。正在喷发的活火山，人类在目前的条件下是无法去探宝的，但可以到早已沉寂的古火山岩浆通道里去寻找，有名的南非金伯利有很多这种古岩浆的通道，盛产金刚石，人们称它为金伯利岩筒。

第三节　岩浆的侵入作用

岩浆并不是都能够将地壳穿透并到达地表的。多数是穿入到地壳的一定深度就停留下来了。岩浆上升运移到地壳中的活动过程称侵入作用。岩浆的侵入作用是不能直接观察的，但通过对其冷凝后形成的各种侵入岩的观测（许多地质历史时期的侵入岩现出露地表，可以直接观测）可对其活动情况进行研究。

岩浆在地壳中不同深度冷凝后，则形成各种形状的岩浆岩体，也叫侵入体。侵入体周

围的岩石叫围岩。岩浆在地壳深处是处于高温、高压的状态，其侵入方式主要有两个：一是岩浆向上运动以巨大的机械压力沿着围岩的层理和断裂向上挤入并占据一定的空间；另一种方式是岩浆侵入过程中以其极高的温度熔化围岩，并以一定的机械力挤压而占据一定的空间。在岩浆侵入过程中，围岩对它也有一定的影响。冷凝后形成侵入体的大小、形状和特点是不同的，这些主要决定于下面两个因素：

1．岩浆的物理性质　不同的岩浆成分其物理性质有很大的差异，如温度、粘度的不同就决定了岩浆流动的速度。岩浆的冷凝速率和深度对侵入体的结构、构造和形态起重要的作用。

2．围岩的构造特征和强度　一般围岩的构造条件控制了岩浆的侵入，如果围岩断裂发育，空隙多则岩浆易于侵入，反之则难。

岩浆侵入围岩的过程中由于以上两个因素的影响，使岩浆侵入的深度不同，这样，冷凝后形成的侵入体可分为深成侵入体和浅成侵入体两类。每一类岩体由于形成的地质环境不同，使得岩石的组成、结构、构造也不相同。

（一）深成侵入体

深成侵入体一般形成在地下3—6km以下的深处，这里压力和温度均较高，岩浆冷却缓慢，因而矿物为全晶质，呈等粒状的粗粒和中粒结构。岩体的规模也大，围岩受到岩浆高温的影响，变质现象较强，受影响的范围也较大，常见的深成侵入体有岩基、岩株两种。

1．岩基　岩基(batholith)是侵入体中最大的一类（图15—19)。它的面积大于100 km²，亦有直径达千公里以上的，其平面形状不规则。据地球物理资料，它们的深度可达10—30km。在地面出露的面积决定于剥蚀深度，它的边界与围岩产状在局部地方可以是平行的，但从整体看来是不平行的，所以叫不协调侵入体。岩基的顶部不规则，有不同形状的突出部分，而在岩基的边缘部分常有围岩的碎块，称为捕虏体。这是岩基在形成过程中，由于岩浆具有强烈的熔蚀力及机械力量，使围岩破碎而落入岩浆中并遭受变化后的残余物。由于岩基的体积大，温度高，所以它的围岩变质强烈。组成岩基的岩体多数为花岗岩类侵入岩。

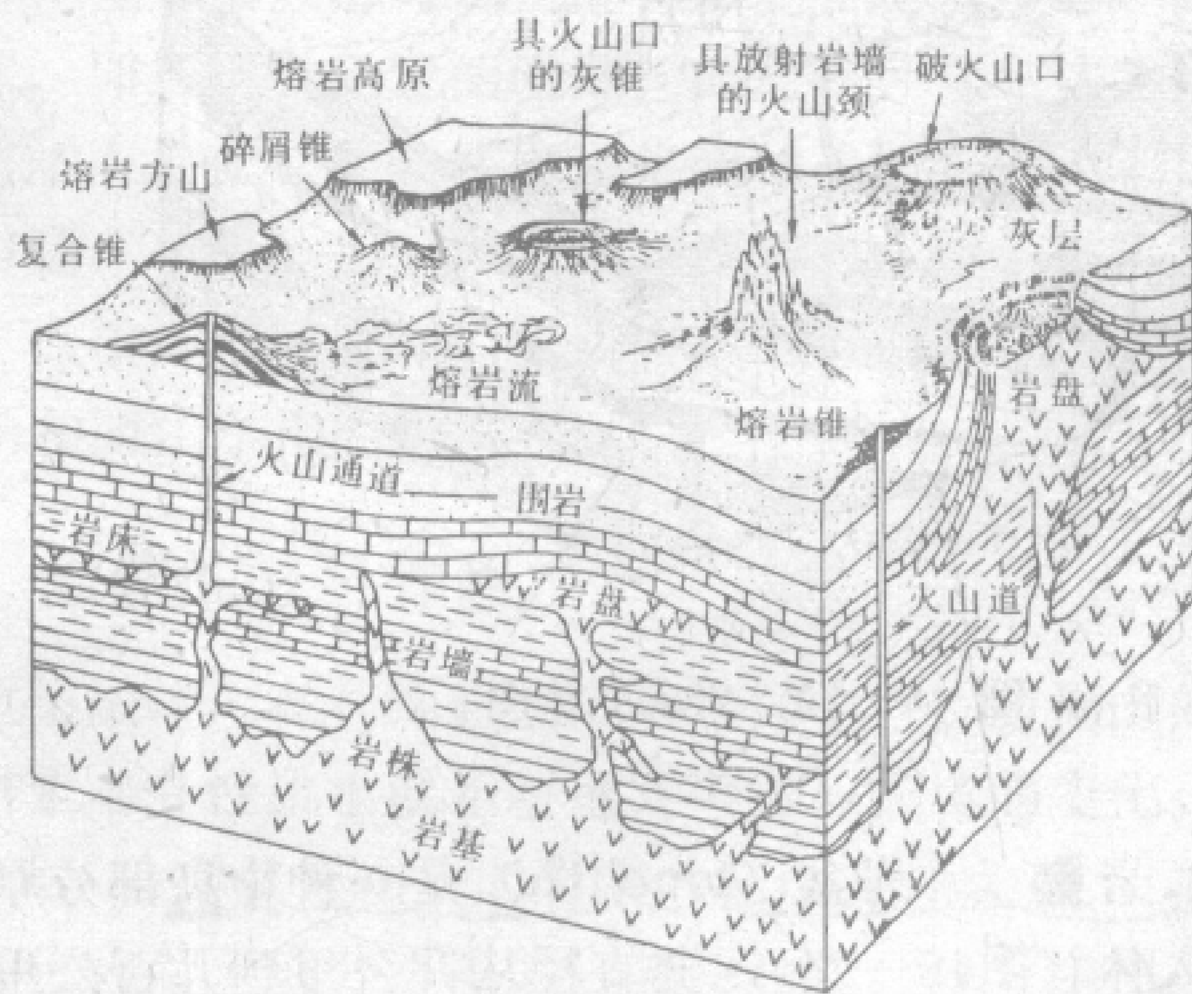


图 15—19　侵入体和火山活动构造示意立体图
（据 从柏林）

我国岩基分布很广，如秦岭、南岭、兴安岭、天山、阿尔泰山、喜马拉雅山等大山中均有规模巨大的花岗岩岩基。

2．岩株　岩株（stock）是深处的岩浆穿入地壳薄弱地带，如大断裂的深部以及褶皱轴部地带而形成的。其规模比岩基小，面积小于100km。岩株的根部可能与岩基相连，是一种常见的侵入体。它的平面形状，往往近似圆形，或不规则状，与围岩接触面比较陡，

也是成不协调接触的。岩株通常也以花岗岩类岩石为主。如北京西南周口店的房山花岗闪长岩体，就是一个比较典型的岩株。这种岩株在我国各地都能见到，它的周围往往有丰富的矿产，我国很多多金属矿的形成都与岩株有关。

（二）浅成侵入体

从地面称浅成侵入体到3km深处形成的侵入体。由于接近地表，所以冷却较快，矿物结晶细小，岩石为中粒、细粒，常成斑状、似斑状结构。浅成侵入体的规模一般较小，可见底部边界，它与围岩接触关系可分为协调或不协调接触两种。岩浆的侵入活动主要是靠它的机械力扩大岩石的裂隙或层状构造而获得空间。岩浆的成分从酸性到基性都有，与矿产的关系密切。冷凝后形成各种不同形状的浅成侵入岩体。

协调的浅成侵入岩体有岩床、岩盆和岩盘、岩鞍等，这些都是侵入到层间或不整合面上的岩体，是利用层理空隙贯入形成的。不协调侵入体最常见的有岩墙，它们是沿岩石的裂隙或断层面形成的。

1．岩床　岩床(sill)是厚度小而面积大的层间侵入体。其边界与围岩产状相平行。它多半由流动性比较大的基性岩浆形成。当岩浆上升接近地表后，沿着层理、不整合面或层状节理等薄弱部分流散开来，冷凝后即形成与岩层平行的岩体（图15—20)。

2．岩盘　岩盘（lacolith）是呈平凸或双凸的透镜状侵入体（图15—21)。一般认为它是岩浆顺层侵入到岩层之间，局部聚集、顶起上部岩层而形成的。它多由粘度大，流动性小的岩浆冷凝而成。它的规模一般不大，直径不过数公里，最厚处仅几百米。

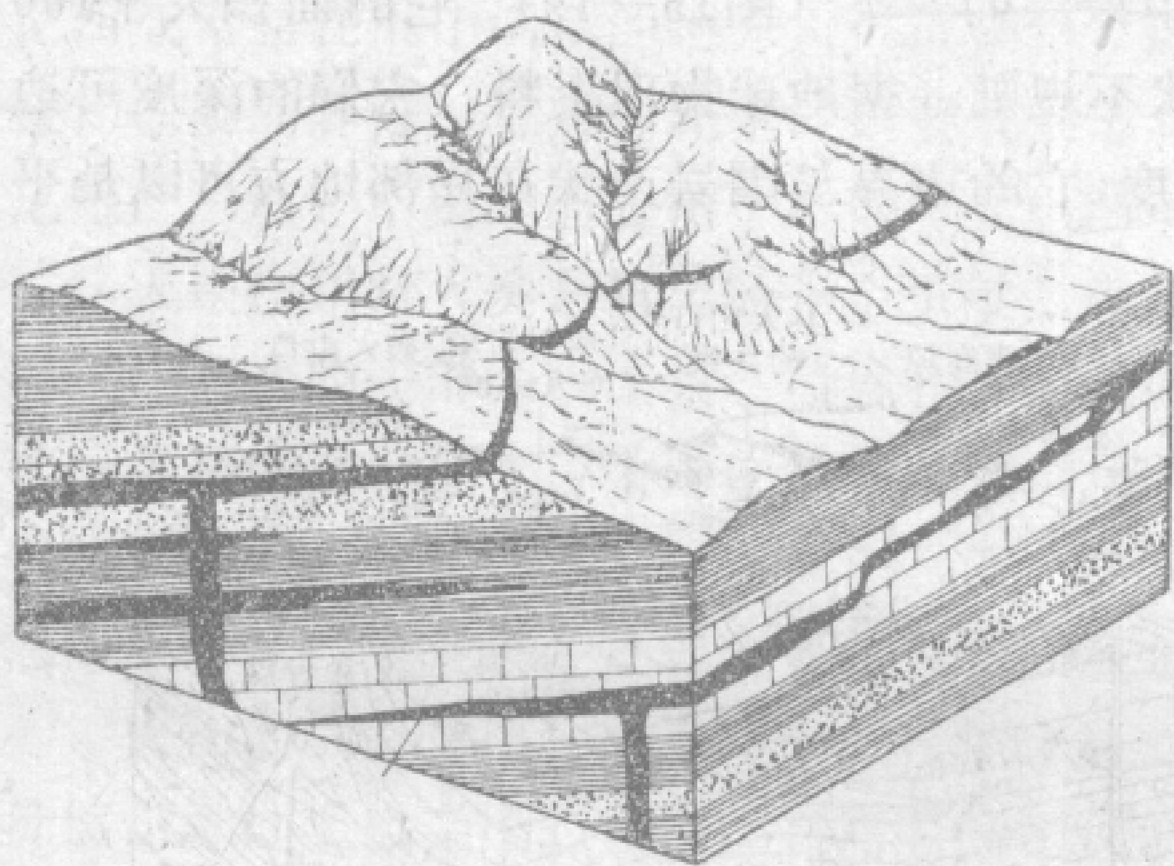


图 15—20　岩床立体图

（据 R.Ketter）

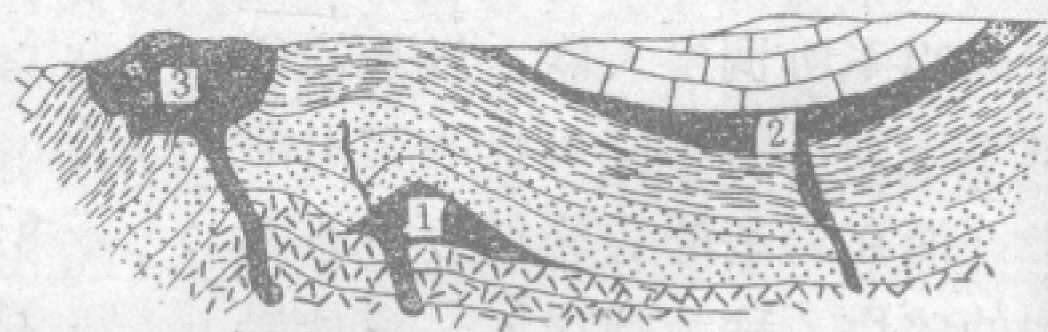


图 15—21　岩盘和岩盆

1,3—岩盘；2—岩盆

3.岩盆　岩盆（lopolith）是一种中央部分厚度大，边缘厚度小，中间向下弯的盆状侵入体（图15—21)，其直径从几公里到几百公里，厚度最大处可达千米以上。它是岩浆侵入到构造盆地中，或者侵入到层状岩层中，在岩浆本身重量引起的压力下，使下部岩层下弯而形成的，因此常由比重大的基性、超基性岩浆冷凝而形成。

4．岩饼（岩鞍）　岩饼（phacolith）是岩浆顺岩层或不整合面侵入到背斜的转折端的虚脱部位而形成的岩体，它在平面上或剖面上多成新月形。

5．岩墙　岩墙（dike）是顺裂隙贯入的厚板状侵入体。它切过围岩的层理或片理，因而也是一种不协调的侵入体（图15—22)。岩墙的规模（长度和宽度）变化可很大，一般

长度较大，常见的有长达几十米到几百米的，厚度则较小，常见的不过几米。一个地区的岩墙往往成群出现，不同方向的岩墙群，它们的成分和时代可以不同。也有的人将沿岩体或围岩裂隙贯入的不规则脉状体叫岩脉（vein）。

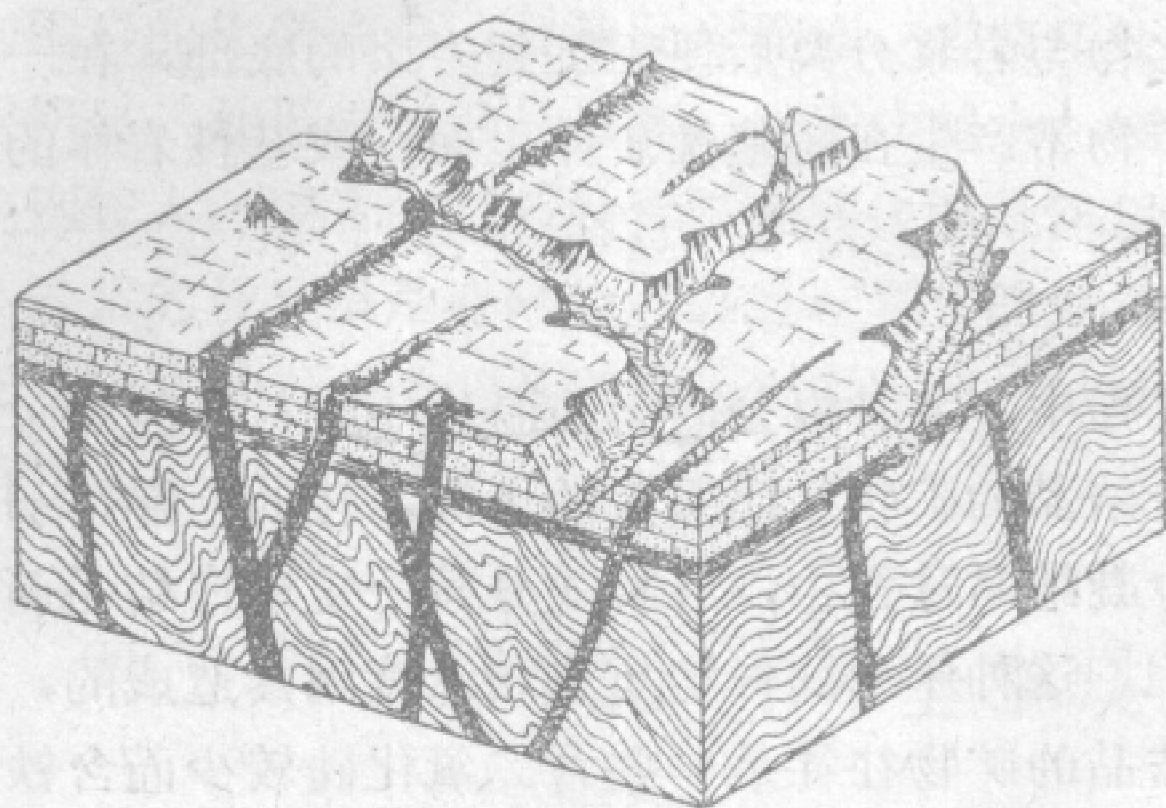


图 15—22 岩墙立体图

（据 R.Ketter）

第四节 岩浆的演化

原始岩浆是由上地幔以及地壳物质局部熔融而产生的最初岩浆。原始岩浆从地壳深处上升，通过各种演化可以派生出种类较多的次生岩浆。关于原始岩浆的种类目前有不同的看法。有人认为岩浆来源于地幔的上部或地壳的底部，那里的物质主要是基性岩，因此认为原始岩浆的成分都是基性的玄武岩浆，即所谓一元论的观点。而另一种意见认为地壳上有大量的花岗岩存在，因此认为原生岩浆有玄武岩浆及花岗岩浆两种，即二元论。当然还有提出多种原始岩浆的多元论观点。但是，不管是那一种意见，原始岩浆的种类总是比较少的，但地壳上分布的岩浆岩却很多，目前，地表见到的岩浆岩不下百余种。这主要是由于岩浆演化过程中发生的岩浆分异作用和同化作用的结果。

一、岩浆的分异作用

岩浆是复杂的含有挥发分的硅酸盐熔融体，在长期岩浆活动过程中，伴随周围的物理化学环境（温度、压力等）的改变，岩浆本身性质也就不断地发生适应环境的变化。岩浆的分异作用（magmatic differentiation）是指成分均一的岩浆，在没有外来物质加入的条件下，由于物理化学条件的改变，分化为若干成分不同的岩浆的过程。分异作用可以发生在岩浆尚未上升之前，也可以发生在上升的过程中。岩浆的分异方式主要有熔离分异作用、结晶分异作用和气态分异作用三种。

（一）熔离分异作用

这种分异作用是在岩浆结晶之前的液态状况下发生的，所以又可叫液态分异作用。熔离分异是指原来均匀的岩浆在冷却过程中，主要受重力及温度的影响，分成两种或多种成分不同的互不混合的岩浆的过程。岩浆中除以硅酸盐成分为主外，还有其它物质如硫化物

及氧化物等。在高温高压条件下，它们可以混熔在一起，但当岩浆向上侵入，温度、压力降低时，岩浆中的某些成分便要分离出来，重者下沉，轻者上升。实际证明，富含钙镁的硅酸盐熔浆在温度不低于1500℃时，可以液解出硫化物6—7%。当温度降低时，金属硫化物就从硅酸盐熔浆中分离开来。

由于比重不同，硫化物与岩浆分离后便下沉到岩浆的底部，在一定条件下可形成矿体。例如许多比重大的矿物常产生在超基性岩体里面，或基性岩体的底部，常是铬、铂、镍、铁等矿产的重要来源。

（二）结晶分异作用

在岩浆的缓慢冷却过程中，各种组分因熔点温度不一，不能同时结晶出来，而是按照一定顺序先后结晶。在先结晶的矿物中比重大的下沉，轻的上浮，和未结晶的残余岩浆分开。我们把这种在岩浆冷凝结晶过程中，各种成分按一定顺序结晶而从岩浆中逐渐分离出来的过程称结晶分异作用。这种作用同样是重力和温度因素造成的，但它是在结晶时同时产生的。在岩浆中最先结晶的矿物往往是一些含二氧化硅较少而含铁镁较多的铁镁矿物。根据观察及实验证明，其中暗色矿物多数是按橄榄石、辉石、角闪石、黑云母的顺序析出；而浅色矿物则按钙长石、钠长石、钾长石、石英的顺序结晶的。橄榄石等矿物比重较大，容易下沉到底部，而长石、石英等比重小则上升。这样的结果使岩浆下部含SiO_2成分多的矿物减少，上部含SiO_2成分多的矿物加多，形成成分不同的岩浆。在分异过程中，有些挥发成分没有参加结晶，在硅酸盐矿物结晶后，它们相对富集，随着温度降低成为金属物质（Cu、Pb、Zn、W、Sn等）的残余岩浆，残余岩浆（或热液）与挥发分生成化合物富集在岩浆上部或一定的部位上。另外它们具有高度的扩散能力和活动性。当某部分外压力降低时，沿断裂上升，穿入围岩，随着周围物理，化学条件的变化，在适当的条件下将溶液所携带的金属沉淀下来，成为黑钨矿、锡石、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、辉锑矿、雌黄、雄黄、重晶石、萤石等矿床。

（三）气态分异作用

分异作用到了最后阶段，分化出来的残余岩浆中含有很多挥发性物质成分。它们的特点是熔点低，挥发分高，另外因其化学活泼性强，可以和岩浆中各种金属元素，特别是稀有元素结合成挥发性化合物。当温度和压力减低时，它们便从岩浆中分离出来，集中在岩浆的上部或扩散到围岩的裂隙和空隙中去。这种在岩浆分异作用的后期，大量挥发性成分从岩浆中分离出来的过程称气态分异作用。许多有用矿产便是这样形成的。因此，这种挥发性组分又称为矿化剂。因为气态活泼性很强，它们侵入到围岩中形成的岩石往往晶体都很大，可形成伟晶岩。伟晶岩主要由石英、长石、云母等巨大晶体组成。所以这一阶段也可称为伟晶岩化阶段。沉淀在伟晶岩中的主要矿物有钠长石、电气石、绿柱石、独居石、沥青铀矿、褐钇钽矿、褐帘石等含有稀有元素的矿产，是稀有元素（Li、Be）放射性元素（Ce、Ta、Nb）等矿产的重要来源。

二、同化混染作用

岩浆与其所侵入的围岩之间，在化学成分及物理状态上都有很大的差异。因此，当岩浆侵入到围岩中时就会发生种种变化。岩浆熔化围岩，使围岩中某些化学成分通过化学反应或直接熔融而加入到岩浆中去，使岩浆成分发生改变的作用称为同化混染作用（assimi-

lation—contamination)。

在发生同化混染作用时，不仅围岩中某些有用组分可以直接进入岩浆而富集起来，同时围岩成分的加入也可改变岩浆的原有成分。岩浆同化混染作用的强度与岩浆的热力有关。如果岩浆的温度很高，它能熔化大量的围岩物质；反之，这种作用就很微弱。此外，同化作用的强度还与围岩的化学成分、裂隙发育程度、岩浆所处的深度、岩浆体的大小和成分等因素有关。很明显，如果岩浆温度越高，侵入体越大，围岩的化学活泼性越强以及岩浆与围岩的成分差别较大，围岩的裂隙发育等则同化混染作用也就越强。

由此可见，原始岩浆的种类虽是有限的，但通过岩浆的分异作用和同化混染作用会使其发生复杂变化，它是岩浆岩岩石类型多样性的重要原因。另外岩浆的演化给各种金属矿床形成创造了物质条件。

第五节　岩浆活动的基本规律

一、火山活动的空间分布规律

现代活火山已知共有523座，其中455座在陆地上，有68座位于海底。而死火山就无法统计了，如在太平洋盆地中就有将近10000个高度为1km以上的火山。这些火山在地理位置上分布是很不均匀的，呈狭长的火山带分布，主要集中在以下几个带（图15—23）。

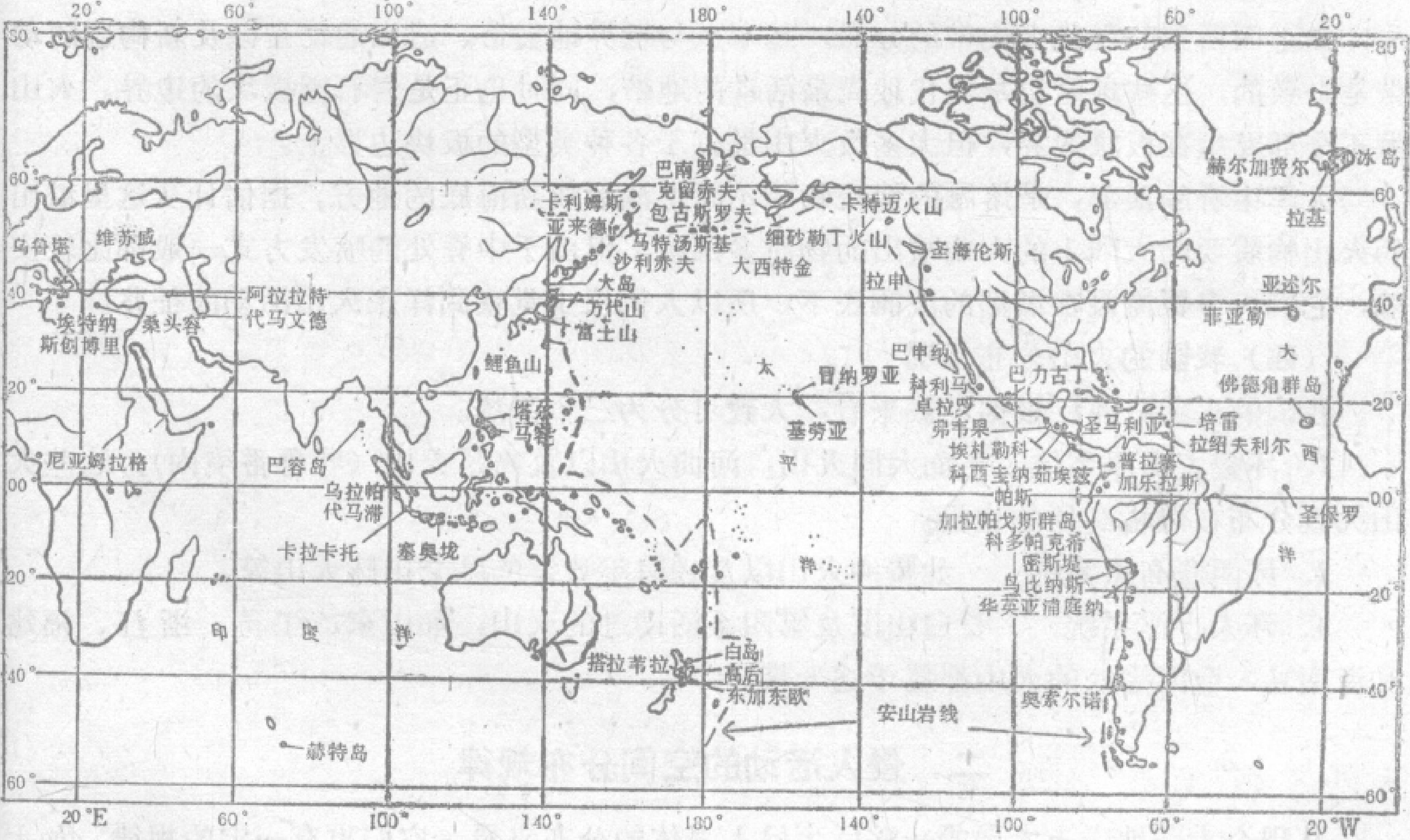


图 15—23　世界活火山和安山岩线分布图

黑点为活火山位置、断线为安山岩线

（一）环太平洋火山带（安山岩线）

该带分布于太平洋西缘的岛弧带以及东缘的海岸山脉带。此带从我国台湾北经日本群岛，千岛群岛、堪察加半岛、阿留申群岛到阿拉斯加，再转向南经北美和南美西岸的山脉

到新西兰，最后再向北到菲律宾绕太平洋一周。这一带共有活火山322座。世界上著名的火山如堪察加的克留契夫火山，日本的富士山，以及墨西哥的帕里库廷火山都分布在这个带中。

这条环状的火山分布线，也是闻名的安山岩线。沿安山岩线基本上可分成两个火山岩地带；在安山岩线以外的大洋区内的火山岩基本上为玄武岩，而在安山线以内接近大陆地区的火山岩则以安山岩类为主。这一线可以说是硅铝质岛弧区与硅镁质岛屿的分界线，也是地质上大洋壳与大陆壳的界线，其位置与深海沟地区相一致，也基本上是岩石圈板块的俯冲带。

（二）阿尔卑斯-地中海-喜马拉雅带

该带大致呈东西分布，西自地中海，往东经喜马拉雅山转折向南，延至印度尼西亚，与世界地震带及年青褶皱山带分布一致。在这一带的活火山以地中海和印度尼西亚的苏门答腊岛、爪哇岛等地为最密集。著名的有意大利半岛上的维苏威火山，丽巴利群岛的斯创博里火山，武尔坎诺火山，以及巽他海峡中的克拉克托火山等。

（三）大洋中脊带

主要包括太平洋、大西洋及印度洋等洋脊。著名的冰岛拉基火山，太平洋中的夏威夷群岛的火山都分布在这一带中。

现今大陆内的火山活动主要发生在裂谷带中。大陆裂谷是指大陆被拉开的地带，如今日的红海海槽就是这种转化的实例。东非裂谷带就有很多火山活动。

由上面所列的现代火山带的分布，基本上与世界地震带、造山运动带以及新构造活动带是一致的，这些地区也是现代地壳最活动的地带，同时也正是岩石圈板块的边界。火山虽不全部发生在板块边界，但大多数火山都位于各种类型的板块边界上。

大洋中脊的顶部，是熔融的地幔物质不断上涌形成新海底的地方。据估计从这里溢出的火山物质要比大陆上的火山喷出的物质多四倍。但由于中脊处的喷发方式一般都比较安静，它们大多数淹没在滔滔的波澜底下，所以人们很少觉察到洋底火山活动的征兆。

（四）我国的火山分布情况

我国的火山分布，根据记载来看，大致可分为三个系统。

1．环蒙古高原系统　　如大同火山，河曲火山以及高昌火山（吐鲁番境内），这些火山大致分布在蒙古高原的边沿。

2．环西藏高原系统　　如腾冲火山以及1951年喷发的昆仑山脉火山等。

3．环太平洋系统　　长白山以及第四系活动过的火山，如山东、江苏、浙江、福建和海南岛、台湾等处的火山都属于这一带。

二、侵入活动的空间分布规律

从现今大陆地壳上发现的一些巨大侵入岩体的分布来看，它们也有一定的规律。如大陆内部巨大的褶皱山系的中部，常常有巨大的岩基。岩体的长轴方向与褶皱山系的走向常一致，如秦岭、祁连山、天山等褶皱山系的中部都有巨大的侵入体占据。

另一地带就是现今的大陆边缘以及环太平洋的岛弧山脉，如美洲的科迪勒拉山脉，安底斯山脉等。一些年轻的山系的中央部位也都有巨大的岩体分布。这些地带也正是古今地震和地壳运动活动的地带。

总之，从以上岩浆作用分布的规律来看，它与岩石圈板块的边界有密切的关系。在大洋中脊处喷出大量的玄武岩浆。而现今的火山活动就在海沟附近，往往出现在海沟倾向陆侧的一边。例如印度尼西亚的坦博腊、克拉克托以及日本列岛诸火山等。这些规律可以从现代板块理论中得到解释。



第十六章 地震作用

第一节 地震的概念

地球特别是地壳的快速颤动，称为地震（earthquake）。地震是地壳运动的一种特殊表现形式，也是极为常见的一种地质现象。据统计，全世界平均每年发生地震约500万次，但绝大多数是人们不可能直接感觉到的，只有借助灵敏的地震仪才能观测到；七级以上的破坏性地震，平均每年仅约20次，而且通常只在少数地区发生。

由于大的地震常给人们带来巨大的破坏，所以对它的研究，不仅具有了解地球内部状态的理论意义，同时也有重大现实意义。

一、震源、震中、震中距

地震时，地下深处发动地震的地区，称为震源（seismic focus）（图16—1），它是地震能量积聚和释放的地方。因此，实际上震源是具有一定空间范围的区间，称为震源区。震源在地球表面上的垂直投影，叫震中（epicentre）。震中也是有一定范围的，称为震中区，震中区是地震破坏最强的地区。从震中到震源的距离，叫震源深度（focus depth），从震中到任一地震台（站）的地面距离，叫震中距（epicentral distance）。从震源到地面任一地震台（站）的距离，叫震源距离。

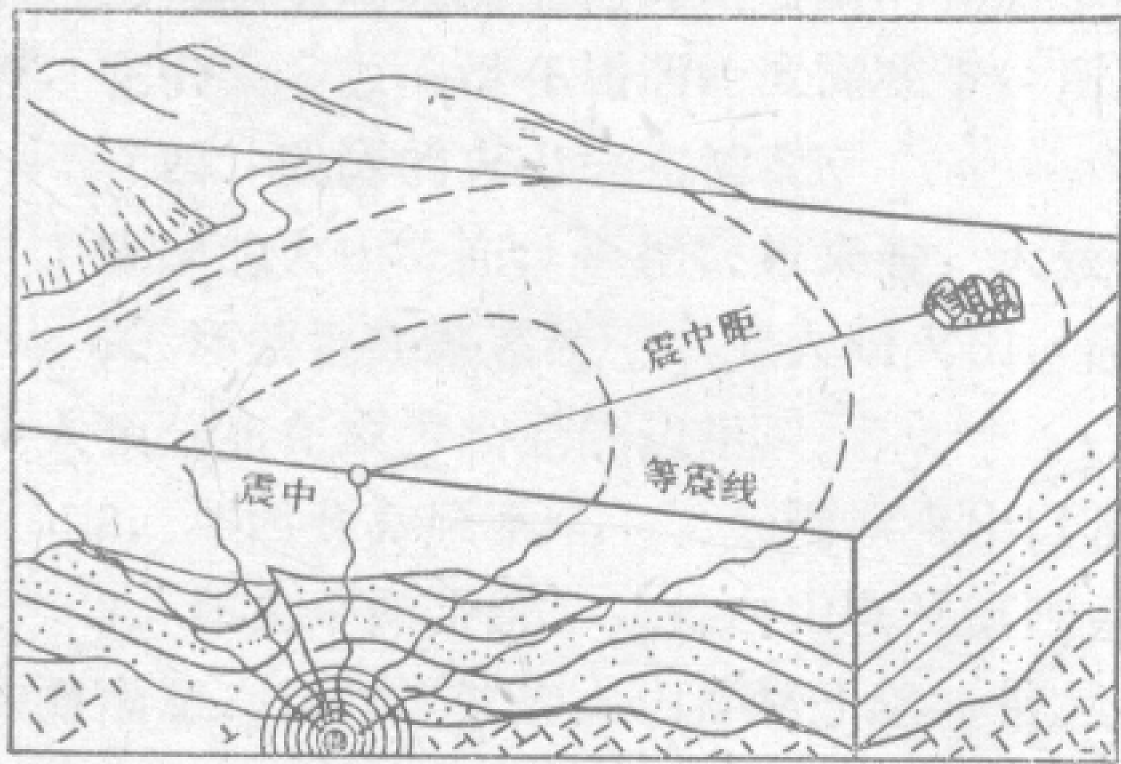


图 16—1 震源、震中、震中距示意图

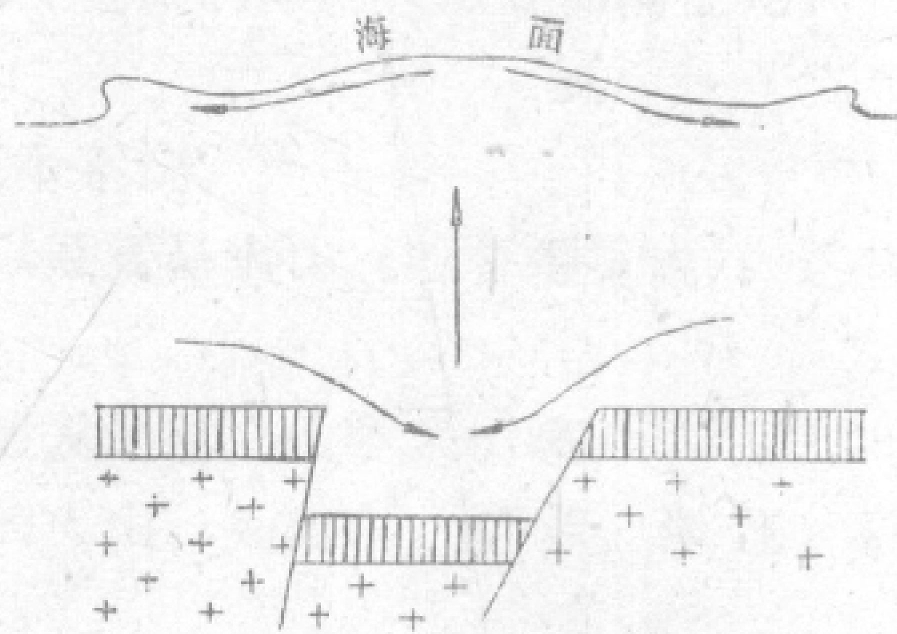


图 16—2 海底地震形成海浪示意图
（引自 B.Φ.彭契科夫斯基《地震及其研究方法》）

按震源深度可把地震分为浅源、中源和深源三种类型。浅源地震（0—70km）分布最广，占地震总数72.5%，其中震源深度在30km以内者为数最多；中源地震（70—300km），占地震总数23.5%；深源地震（300—700km）较少，只占地震总数4%，目前，已知的最大震源深度可达720km。我国绝大多数地震都是浅源地震，唐山地震等的震源深度大多都是13km左右。

地震不仅可发生在大陆，也可发生在海底、大洋底、海沟边缘，这些称为海震（sea-quake）。海震是由于海底岩石或岩层突然破裂，或发生相对位移而引起的地震。常可形成拥有巨大波动能量的海浪（长浪），如图（16—2）所示，长浪传播到浅海或岸边时，由于波动能量的集中，便可形成汹涌澎湃的海啸。由地震引起的海啸主要发生在太平洋及印度洋的海沟地带。如1960年南美智利沿海发生8.9级大地震后产生的长浪，传过太平洋。在夏威夷的希洛湾推起10m多高的浪墙，形成巨大海啸，把岸上各种建筑物荡涤一空，之后，又传播到日本东海岸，最大浪高仍达6.5m，把停泊在岸边的渔船也推抛到陆地上，造成巨大损失。

二、地震波及其传播

地震时，震源区积聚的能量，以弹性波的形式释放出来，向四面八方辐射传播，这就是地震波。地震波传播的路径，称震波射线，它代表地震波的传播方向（图16—3）。由于地球内部物质的不均一性，震波射线并不是直线，而是经过多次反射，折射之后，成为各种复杂形态的曲线。这表明震波在不同方向的传播路径是很不相同的。震波经过各种复杂途径辐射到地面上来，便可被地震仪所接收。地震仪记录下来的震波曲线，称为地震波谱。分析地震波谱便可知道地震发生的时间、地震强度、震源深度和位置等。

从震源区发射出来的地震波，主要有纵波和横波，当它们辐射到地面时，还会激发出沿地球表面传播的面波。

纵波（P波） 纵波又称疏密波，其特征是振幅小、周期短、传播速度较快，在地壳中平均速度为每秒5—6km。纵波是沿着地震射线采取一推一拉的方式传播的，当它传播到某处时，该处物质振动方向和地震射线的方向相同或者相反（图16—4a）。因此，当纵波在地震仪上的初动方向表现为推波时，其垂直分量向上，水平分量所指方向便与震中所在位置的方向相反，当纵波初动方向表现为拉波时，其垂直分量向下，水平分量所指方向，则是震中所在方向。所以当我们从一个地震台的震谱资料中，知道纵波的初动方向时，便可知道震中的方向，当知道两个以上地震台的纵波初动方向时，便可确定震中区的位置。

横波（S波） 横波又称剪切波，其特征是质点振动方向和震波射线方向垂直（图16

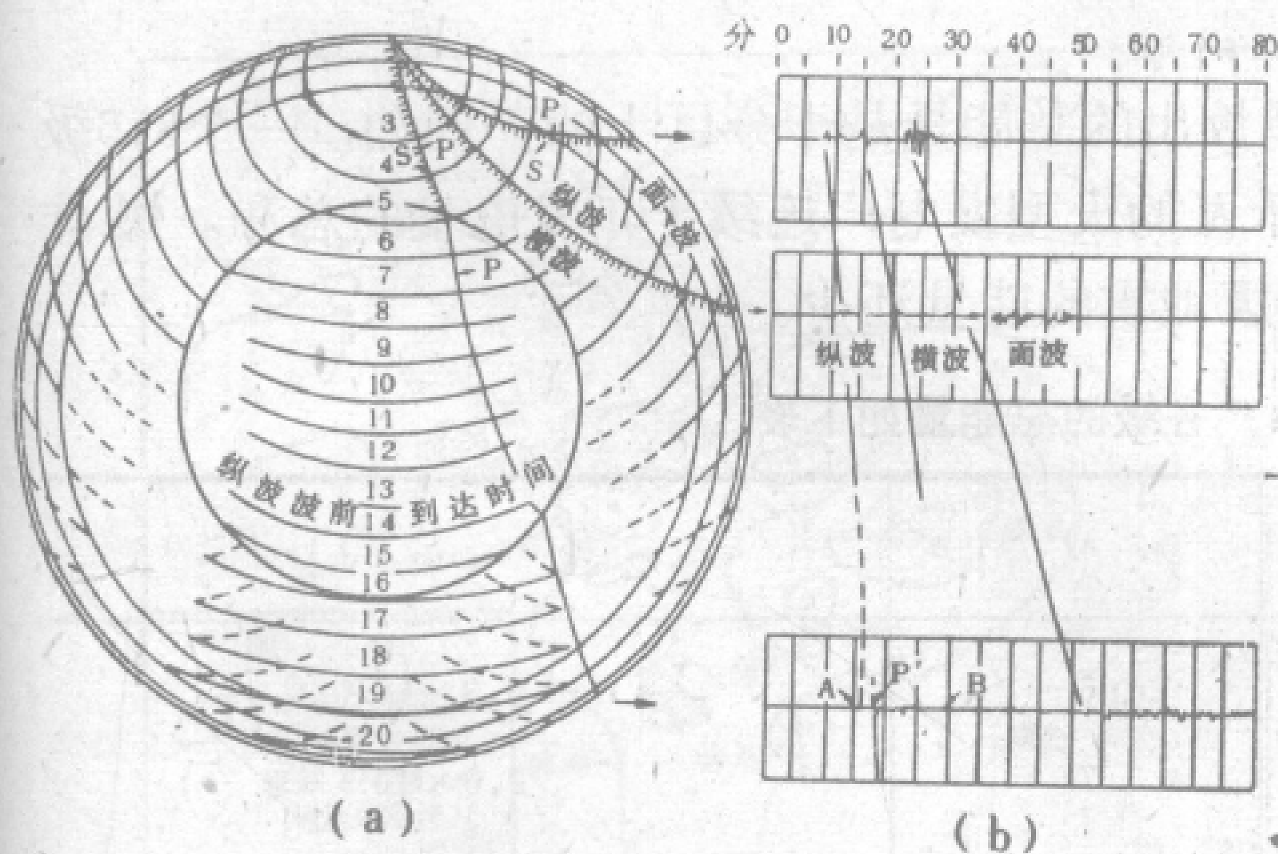


图 16—3 地震波的传播和地震谱
a—地震波在地球内部的传播情况；b—离震源不同距离的地震仪记录的地震谱

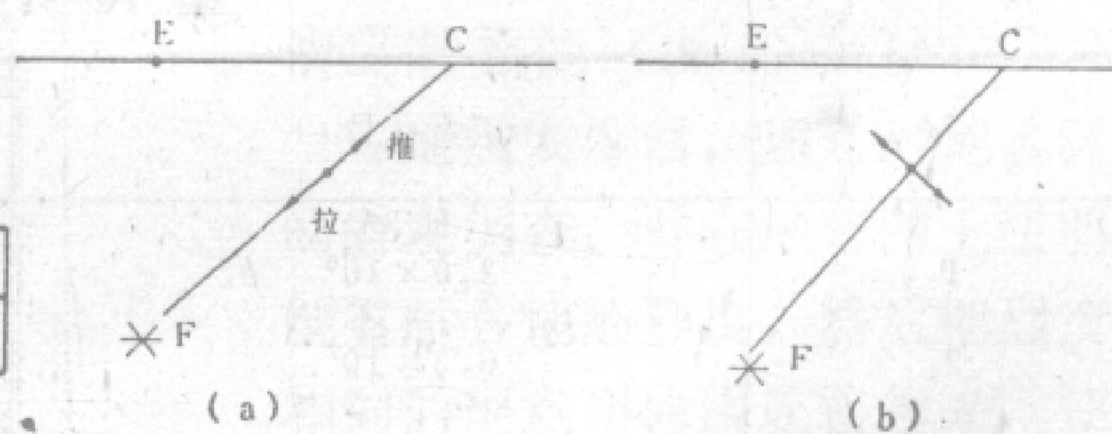


图 16—4 纵波和横波质点的振动方向
a—纵波质点的振动方向；b—横波质点的振动方向；F—震源；E—震中；C—地震台位置

—4b），其振幅较大、周期较长、传播速度较慢，在地壳中平均速度每秒约3—4km。

由于纵波速度大于横波，因而发生地震时，总是纵波首先到达地震台，横波随后到达，而且随着震源距离和震中距离越大，横波到达的时间越晚，二者之间的时差也越大。因此，反过来，我们如果从地震谱上知道了纵、横波到达地震台的时差，便可知道这次地震的震源距离，或震中距离。如果有三个以上的地震台，便可根据几个台的纵、横波的时差测定震源的位置。

面波（L波） 面波是由纵、横波辐射到地面时，激发出的沿地球表面传播的地震波。按其振动特征，可分为两种，一种似水波浪，其质点作垂直于地面的椭圆运动；另一种是质点在地平面内作垂直于传播方向的运动。面波的传播速度最慢，但其周期最长、振幅最大、因此，是地震引起地面破坏的主要力量。

三、震级和烈度

地震震级和地震烈度是地震强度的两种表示方法。

（一）震级

震级（earthquake magnitude）是表示地震能量大小的等级。一次地震只有一个震级，以这次地震中的主震震级为代表。显然，发生地震时从震源释放出来的弹性波能量越大，震级就越大。按照弹性波理论，其波动量可用其振幅大小来衡量，因此，震级可用地震仪上记录到的最大振幅来测定。

震级的最初涵义和计算方法，是规定在震中距为100km处，用伍德-安德生标准地震仪，所记录到的最大振幅为1μm时，震级为零。因此，震级就等于在震中距为100km时，用同样地震仪所记录到的最大振幅值以μm为单位的对数值。例如某次地震的最大振幅为10mm，换算成微米为单位时为10000μm，其对数值为4，即为4级地震。目前世界各国都在此基础上，发展和使用了自己的震级公式。

震级（M）和地震总能量（E）的关系如下：

$$\log E = 11.8 + 1.5M$$

其中E的单位用J。应用这个关系式，便可求得震级M和其相应的地震总能量E（表16—1）。

从表16—1可看出，一次强烈地震所释放出的总能量是十分巨大的，例如，一个8.5级地震的能量是3.6×10^{17}J，相当于一百万千瓦的大型发电厂连续十年发电量的总和。爆炸一枚氢弹释放的能量为4×10^{16}J，比一个8级地震的能量还少。

表 16—1 各级的总能量如下表

M	E（J）	M	E（J）
1	2.0×10^{6}	6	6.3×10^{13}
2	6.3×10^{7}	7	2.0×10^{15}
3	2.0×10^{9}	8	6.3×10^{16}
4	6.3×10^{10}	8.5	3.6×10^{17}
5	2.0×10^{11}	8.9	1.0×10^{18}

迄今为止，世界上记录到的最大震级是1960年5月22日在南美智利海边发生的地震，为8.9级。我国自有地震记载以来，震级≥8级的地震共发生过16次，如1668年山东郯城地震，1920年宁夏海原地震，1950年西藏察隅地震等。

需要指出的是，震级和能量不是简单的比例关系。而是对数关系。震数相差1级，能量约差32倍。比如一个7级地震，约相当于32个6级地震的能量，相当于1000个5级地震的能量。这里所说的地震能量是指地震时，从震源发出的弹性波能量，而不是指震源区岩石所积聚的全部应变能。

（二）地震烈度

地震烈度（intensity）是指地震对地面和建筑物的影响或破坏程度。一般来讲，地震烈度和震级的大小有关，震级越大，震中区烈度越大，而且同一次地震，离震中区越近、烈度越大；离震中区越远，则因震波渐次减弱，烈度也随之变小。但是影响地震烈度大小的因素是很多的，烈度除和震级大小，震中距离有关之外，还和震源深度、震区地质构造，以及房屋结构等因素有关。震级相同的地震，震源浅者对地表的破坏性更大，深源地震虽然通常震级很大，但地表烈度往往很小。比如1960年发生在摩洛哥阿加迪乐的地震，震级只有5.8级，但由于震源深度只有2—3km，所以震中区烈度竟高达九度，造成严重的破坏。另外，震区地质构造对地震烈度也有明显的影响。在一次地震之后，在震中距相同的地区，由于地质构造不同，地面烈度也会有所差别。一般在断裂构造发育的地带或古河道通过的地段，烈度较大；地质基础坚实的地区、烈度较小。所以往往会出现重灾区之内有轻灾区，轻灾区之内有重灾等复杂交错的景况。在高烈度区内出现的一些低烈度异常区称作“安全岛”，例如唐山地震时，玉田、丰润两县离唐山只有几十公里，但破坏程度却很低，人畜基本上没有伤亡。此外，建筑地基的稳固程度，房屋建筑的结构特征等，也影响其破坏程度。

判断烈度大小主要是根据人的感觉，家具及物品的震动情况，地面建筑物和地形的地震效应等综合因素来确定的。

人们为了研究地震烈度，将上述各类标志物，按照它们所反映的震动强烈程度，分为若干类别，并按大小顺序排列成地震烈度表。

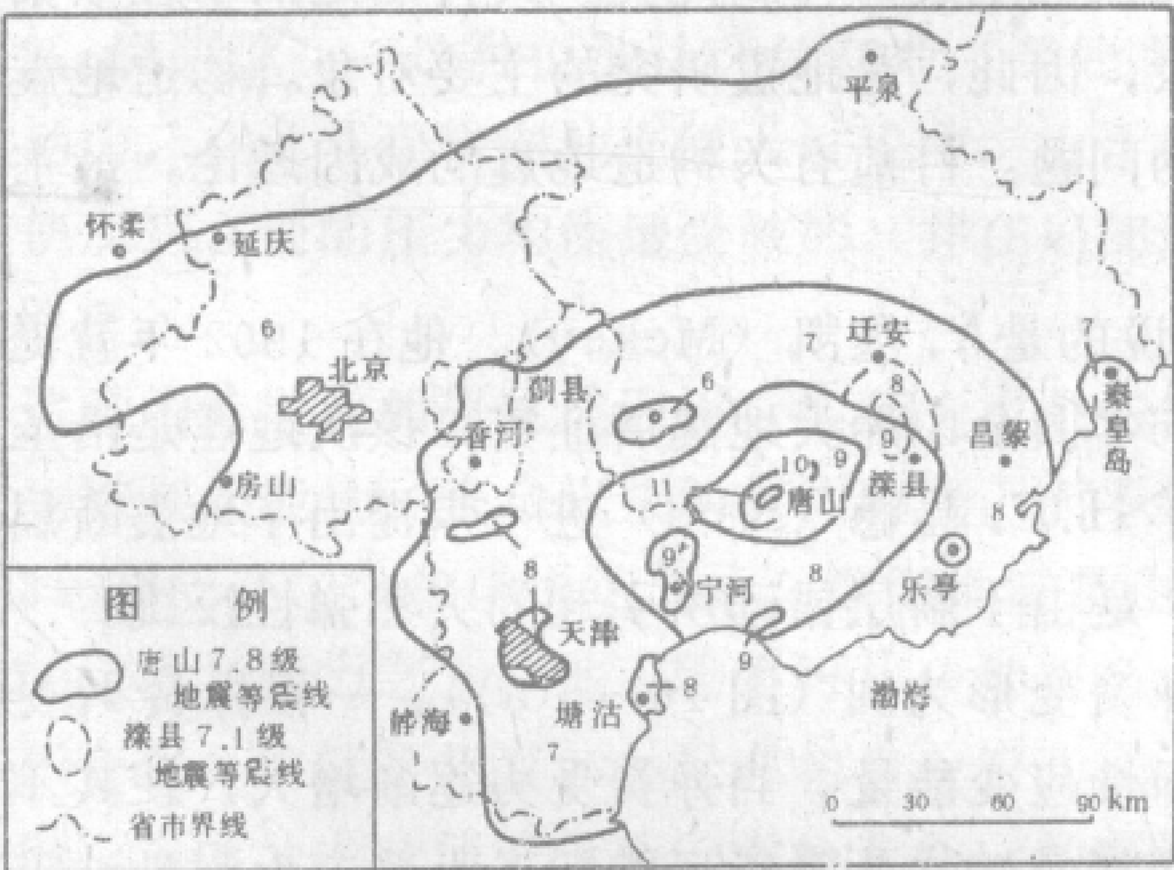


图 16—5 唐山地震烈度图

（引自《唐山地震》）

世界上最早提出的烈度表，是1883年罗西-佛尔烈度表，简称R-F烈度表。现在各国所使用的烈度表，大都是以此为基础，结合各国建筑物结构特征等具体情况拟定的（表16-2）。

地震发生后，通过对地震区的宏观调查，并在地形图上注明地震时各地的烈度，然后把烈度相同的地点用曲线连接起来，便可构成等震线图（图16—5）。等震线通常为封闭曲线，环绕震中大致呈同心圈式分布，等震线之

间的距离，除与地震释放的能量有关外，还与震源深度有关，一般震源越深，等震线间的距离越大。一般极震区等震线长轴的方向，代表了震源断层的走向，如唐山地震烈度图上，极震区等震线的长轴为北东50度，与该区发震断层的延伸方向是一致的。

表 16—2 地震烈度表

烈度		特征	最大加速度 (cm/s^2)	M (级)
I	微震	只有仪器记录到	2.5	
II	轻震	极少数敏感人有感	2.5	$3\frac{1}{2}$
III	小震	少数休息的人有感，震动如大车驶过	5	4
IV	弱震	行动中的人亦有感，吊物摇动	10	$4\frac{1}{2}$
V	强震	人人有感，睡者震醒	25	5
VI	损坏	树木摇动，架上东西掉落。老朽和劣质房屋损坏	50	$5\frac{1}{2}$
VII	轻破坏	人惊逃，房屋普遍掉土，壁面裂，不好的房屋倾倒	100	6
VIII	破坏	砖砌房屋裂缝，一般建筑物严重破坏	200	$6\frac{1}{2}$
IX	重破坏	地裂，喷水、喷泥沙，水管折裂，建筑物多倒塌	500	7
X	毁坏	地裂成渠，山崩滑坡，桥梁水坝损坏，铁轨轻弯	1000	
XI	毁灭	很少建筑物能保存，铁轨扭曲，地下管道破坏，水泛滥		
XII	大灾难	全面破坏，地面起伏如波浪，大规模变形		

(据 李善邦，1981，《中国地震》)

第二节 地震的成因类型

地震有多种成因，早在1873年德国人R.海尼斯（Hoernes）按其成因分为构造地震、火山地震、陷落地震三种类型。此外，人们还发现水库及其它因素导致或诱发的地震。

一、构造地震

构造地震（tectonic earthquake）是由构造运动所引起的。这种地震约占地震总数的90%，世界上绝大多数地震，特别是震级大的地震，均属此类。其特点是活动性频繁，延续时间较长，影响范围最广，破坏性最大，因此，是地震研究的主要对象。构造地震的成因和震源机制研究是地震理论中最核心的问题。目前有关构造地震的成因理论，最主要的有三个。

1. 断层成因说　最早提出这一学说的是A. 墨凯（Mekey）。他在1902年就提出断层活动是地震的成因，以后又再次为1906年旧金山的大地震所证实。该次地震是沿圣安德列斯断层发生近期错动而引起的。1910年H.F. 吕德（Reid）进一步提出了地震断层成因的弹性反跳理论，认为构造地震的发生，是由于断层错动所引起的突然弹性反跳。

为了便于理解这个问题，不妨先以弹簧变形为例（图16—6(a)）。一根弹簧片受力后（受压或受拉）要发生弹性变形，积累弹性应变能量。当弹簧受力逐渐增大，使其不能再承受时，便会发生突变，把所积累的应变能量转化为动能反跳回来，并产生弹性波。地壳或岩石圈是具有弹性的刚体物质，其情况与弹簧相似，如图16—6(b)地壳中的岩石在构造运动所产生的地应力作用下，也会发生弹性应变，积累大量应变能（位能），当地应力

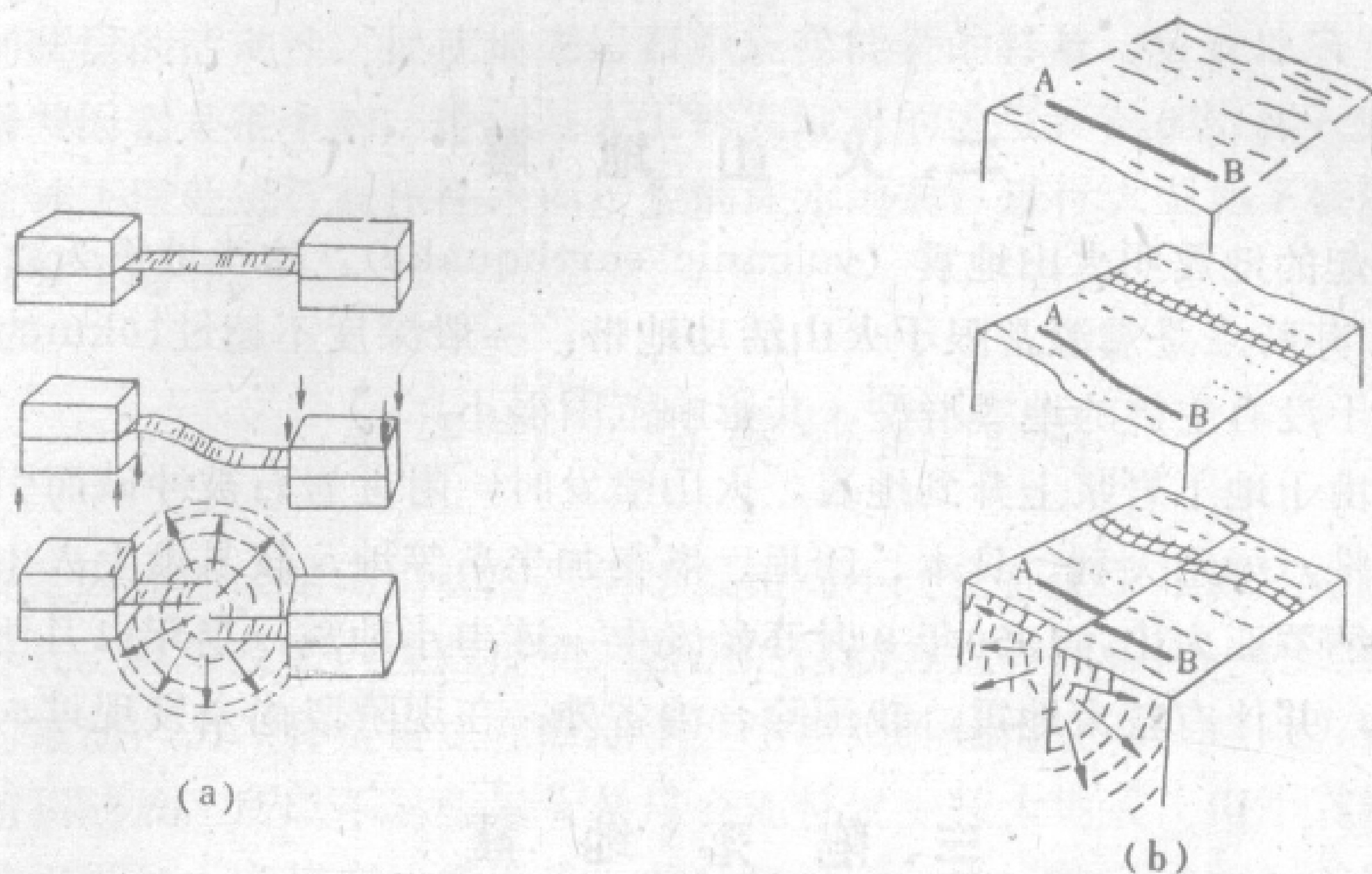


图 16—6 断层错动引起地震示意图

逐步增加到超过岩石的强度极限时，岩石就会在刹那间突然发生断裂，或者使地壳中原来已存在的断裂，再次突然错动，而把所积累的应变能大量释放出来，其中一部分应变能以弹性反跳形式释放，产生弹性波，传播到地面就是地震。因此，地震的发生是由于地壳岩石中的弹性应变能量不断积累和突然释放的结果，也是地应力不断积累的结果。其震源来自断层面。

引起地震的断层主要发生在地壳内部。有人作过统计，在1819—1955年间，世界上大于7级的强烈地震，，不下645次，但引起地震的断层露出地表者，只有36例。1905年蒙古杭爱山区8.3级大地震，地面出现长达700km的断层，是已知震例中最长的一条。

地层断层成因的弹性反跳的理论，已经在实验室中得到证实，并符合于震源机制研究的实际观测结果，因而已被公认。它对浅源地震的成因机制，解释是合理的，但用于中，深源地震则较困难。因为断层滑动必须克服断层面间的摩擦阻抗力，而摩擦阻抗力是随深度增加的。实验证明，当岩石处在摩擦阻力较大的情况下，其受力后的最终破坏方式，不是突然的脆性断裂，而是软化塑流，因而中、深源地震的成因机制，不是弹性反跳理论所能解释的。

2．岩浆说　这种说法认为处在地下深处高温、高压环境下的熔融岩浆，拥有巨大的能动力，在其从地幔向地壳侵入过程中，由于热力和气体力的作用，发生膨胀挤压围岩，使所到之处的压力均衡遭受破坏，并在局部地方积累弹性应变，最后导致围岩破裂，发生地震。

这种构造地震的岩浆成因说，实际上也是与岩石的破裂分不开的。只不过认为促使岩石发生破裂的能量，来自岩浆的热力膨胀，而不是地壳运动所产生的地应力。

3．相变说　该学说认为中、深源地震是由于地下深处的物质发生相变引起的。在一定的温度和压力之下，地下物质可从一种结晶状态突然转变到另一种结晶状态，因而发生体积变化，这就是相变。如果在相当大的区域内，几乎同时发生相变，所造成的体积变化是很可观的，由此便可导致地震的发生。根据相变说，地震动能的来源便是矿物的结晶能，地震的成因机制是体积的收缩或膨胀。但目前对相变成因说的争议较多。

自全球构造的板块学说问世之后，中、深源地震的成因问题，才获得了比较合理的解

释。

二、火 山 地 震

火山活动引起的地震叫火山地震（volcanic earthquake)。这类地震为数不多，只占地震总数的7%。其特点是震源常限于火山活动地带，一般深度不超过10km的浅源地震，震级较大，多属于没有主震的地震群型，其影响范围很小。

火山地震是由于地下岩浆上升到地表，火山喷发时，附近岩石被冲破而引起的。

现代的火山带，如意大利、日本、印尼、堪察加半岛等地，较易发生火山地震。例如夏威夷岛上的莫纳罗亚火山，1959年8月开始发生一连串小地震，当年11月便发生了一次巨大的火山喷发，并伴有较大地震。我国除台湾省外，在现阶段尚未发现过火山地震。

三、陷 落 地 震

陷落地震（depression earthquake）是由于岩层大规模崩塌或陷落而引起的。这种地震为数很少，只占地震总数的3%左右。一般震级较小，影响范围也不大。地震能量主要来自重力作用。

地下塌陷主要发生在石灰岩或其他易溶岩石（石膏、岩盐等）地区。在这些地区，由于地下溶洞的不断发展和扩大，洞顶可突然崩落塌陷，引起地震，如1935年广西百寿县（今寿城地区），溶洞崩塌面积达$3—3.5\times10^4m^2$，地面陷落成为深潭，声闻数十里，发生地震，引起附近屋瓦震动。

有时矿洞塌陷也会引起地震。如四川自贡市盐矿，在1954年和1965年曾发生过两次较大地震，等震线近于圆形，有人认为就是由于矿区地下塌陷造成的。

此外，在高山地区，大规模山崩和滑坡，也可导致地震，最著名的例子是1965年11月，云南省禄劝发生大型滑坡，两天之内就发生2.6—3.7级地震两次，是现代史上少见的山崩地震事件。

四、水库地震及其他诱发地震

水库地震　是在原来没有或较少发生地震的地方，由于水库蓄水而引起的地震。其震源较浅，震级也小，一般在水库蓄水一段时间后发生。震中区多在水库下游，或在水库区内，有时发生在大坝附近，可造成重大破坏。其发生的趋势是，蓄水初期地震少而弱，以后逐渐增多，且出现大震，随后再逐渐减弱。最早发现的水库震例，是在美国科罗拉多州米德湖地区，该湖1935年开始蓄水，1937年便发生有感地震100多次，1939年水库蓄水已满，地震也达高潮，发生过5级地震，至今地震尚未完全平息。现在发现的水库震例越来越多，我国广东新丰江水库1962年发生一次6.4级地震，是最大的水库地震之一。

水库地震的发生，有其特殊的地质背景，水库蓄水具有诱发作用，但主要是决定于当地的地质条件，如果地质条件不具备，即使在经常有地震活动的地区建筑水库，也不会引起地震。已有的水库震例，往往是在断裂构造发育，地层比较破碎的地区。这些地区，地表蓄水易往下渗透，加之水库蓄水后，地面负荷加大，迫使水在库区岩石之中渗入更深更广，根据实际数据推测，渗入深度可达10km左右。水的作用，一方面表现为增加岩石的孔液压力，使岩石容易破坏；另一方面是水的滑润作用，减少了断层夹缝间的摩擦阻抗

力，因而增加断层的活动性，促使地壳岩石中应变能量的释放，导致地震发生。

地震的诱发因素是很多的，特别是人工诱发地震的发生，更加引起人们广泛的重视。诸如从深井往地下深处进行高压注水而产生的注水地震；进行大型地下核爆炸之后也会引起一系列地震发生等等。

第三节 地震地质作用

地震主要是因为断层错动引起的，但断层错动不一定都能引起破坏性地震。这决定于断层错动的方式。野外及室内实践证明，断层的错动方式有两种，一种是断面两侧岩块发生十分缓慢的蠕动；另一种是岩块在断面上发生断续性粘滑运动。蠕动方式因为地应力和应变能量可随积随放，所以不易积累大量应变能量发生较大地震，但小震较多；粘滑方式是在应变能量积累到一定程度才能发生，并且每滑动一次，便以弹跳形式释放一次应变能量和发生一次地震。应力跟着下降一次，如此渐次下降，直到所积存的应变能量释放到了最低限度，方能恢复平静状态。在地壳一定深度，岩石处在高温、高压环境之中，由于地应力和摩擦阻抗力的相互制约，震源断层以粘滑运动为主。

然而，不论何种方式，地震的过程，都是地壳内部地应力或应变能量不断积累和释放的过程。这一过程，可分为孕震、临震、发震和余震四个阶段，在不同阶段，由于震源区物理状态的不断改变，地质作用的特征也是不尽相同的。

一、孕震阶段

孕震阶段是地应力或应变能量的积累阶段，由于持续的构造运动，使地应力不断增加，震源区岩石在地应力作用下，缓慢地发生弹性变形，积累着弹性应变能量，但由于地应力尚未达到岩石的强度极限，因而震源区处于力学平衡状态，表现比较稳定，所以几乎没有或很少发生地震。

这一阶段的时限较长，一般要经历几十年，甚至上百年或几百年。主要决定于各地区地壳运动的速度和强度、地质构造特征及岩石强度等。

二、临震阶段

这一阶段，由于地应力的持续作用和不断增强，震源区岩石的弹性变形，已经达到和超过其强度极限，处于将要出现大规模断裂的临界状态。由于震源区物理状态的改变，便会在未来的震中区及其附近的地面上，发生许多地震前兆现象，最常见的有如下几方面：

1．地形变异常　地应力促使地壳岩石发生弹性变形，在地面上便引起地面高低或水平位置的变化。在临震阶段，由于弹性变形已达极限，地形变异常在地面上有显著的表现。这种表现往往与运动方向相反。从定期的大地测量，及倾斜仪，形变仪等长期观测记录中便可发现。如日本南部太平洋边缘，1896—1936年水准测量表明，这一带长期以来表现为内陆缓慢上升，海边缓慢下沉的特征，但是在1946年南海8.1级大震时，则内陆发生急剧下沉，海边反而上升，地震之后运动方向才又恢复原状。1966年我国邢台地震，地面高程的显著变化在震前两年就已发生。

2．震情异常　在临震阶段，由于震源区内物质成分或结构的不均一性，在一些构

造比较薄弱的环节，地应力比较集中，便会首先发生一些微小破裂，释放部分应变能量，因而形成大震之前的一系列小震（前震）现象，构成震区的震情异常。如1964年3月5日新西兰6.2级地震，从2月1日起到主震爆发，共发生前震50多次。1975年我国海城地震的前震序列也很发育，而且很规则。但是很多破坏性地震的前震序列是很不规则的，有的很少发生，有的无前震。

如1964年阿拉斯加8.5级地震，可以肯定的前震只有一次，而我国1976年唐山7.8级地震，则无前震。这可能和震源断层所在部位的物质成分或地壳结构的均匀程度有关。实验证明，脆性岩石破裂之前，微裂较多；韧性岩石破裂之前，微裂很少，而一般岩石如花岗岩等，微裂情况介于二者之间。

3. 波速异常　一般用纵波、横波波速比值（V_p/V_s）的变化表示，在正常情况下，地壳上部的波速比为1.73左右，如果偏离此数，则称为波速异常。1966年苏联加尔姆地震，在震前三个月波速比值便开始下降，降至最低限度后又回复上升，当恢复到正常值后不久，便发生了5.5级地震。再如1971年美国圣弗尔南多6.4级地震，早在三年半以前就开始了波速比值的下降，直到大震之前才回升到正常值。

4. 地磁、地电异常　地球的磁场和电场是随着时间变化而有一定规律性的，但在临震阶段，由于震源附近岩石的压磁效应，往往可发生地磁异常，如1964年日本新泻7.5级地震，在震前10年磁偏角已开始变化，到发震时变化幅度达2nT，震后一年复原。再如1973年四川炉霍7.9级地震，震前一年，磁场水平强度下降至24nT，震后一年即消失。压磁效应是由于压应力使震源岩石中的磁性矿物排列方向发生改变而产生的。

临震阶段的压电效应可引起地电电流或电位的变化。地电的存在是因为地下岩石中孔液的电离化作用，它使岩石具有导电性。各种岩石的电阻率与岩石的孔隙度及孔液的多少有关，因此，压电效应的产生，是由于震源岩石在地应力（压力）作用下，使其孔隙闭合，孔液排出，因而电路破坏，电阻率发生变化所造成的。

5. 地下水异常　临震阶段，由于震源区的弹性变形达到最大限度，并发生大量微小破裂，使深度不同的含水层相互沟通，因此易于发生水情变化。在地表，由于地下水位的变化，常引起井、泉水面的快速涨落，甚至干涸，或者某些地面出现反常的湿润。由于地下深层水的上涌，可使井、泉水变浑或冒泡，也可引起水质变味，甚至含有特殊物质，如石油、沼气、碳酸气及氡等。

总之，临震阶段，由于震源物理状态的改变，可引起上述种种特殊的地震地质现象。各震区临震阶段的时限长短不一，一般只有几年或只有几十天。各震区的前兆表现也不甚一致。但总的来说在此阶段所释放的地震能量是很少的，紧接着便向发震阶段过渡了。

三、发震阶段

这时地应力大小已接近震源岩石的最大强度，因此导致震源断层大规模错动，释放出大量应变能，发生强烈地震（主震）。

主震的发生，一般是单发的，但也有连发的，如1966年邢台地震时，半月之内连发两次强震。1960年智利南部地震时，8级以上地震连发三次，其中最大一次为8.9级。更有甚者，1976年5月云南龙陵地震时，7—7.4级地震连发八次，组成八个相对独立的强震群。这可能与震源地质条件及断层的粘滑运动有关。

发震阶段往往只有几分钟，甚至几十秒钟，但却是应变能量的主要释放阶段，约占全部地震序列能量的90%以上。由于从震源放出大量能量，因而在震中区地面上常发生许多宏观的地震地质现象，并造成灾害。

大震发生时，纵波首先到达，引起地面空气振动，造成声波向空间扩散，在高处遇到复杂反射便形成隆隆的地声，横波和面波则引起大地晃动，使建筑物破坏，山河面貌改观，并造成一些永久变形。

建筑物破坏 一般认为建筑物的破坏主要由于侧压力作用引起的，地震时复杂的地面震荡运动所产生的水平侧压力，使建筑物在侧面失去平衡，发生不同程度的破坏。而垂直方向的震动则可使建筑物的基底及周围发生不均匀的升降，而加重破坏。如唐山地震时，迁安附近的铁轨发生扭曲（图16—7），就是水平侧压力作用的结果。有时亦可见到旋转应力使建筑物发生水平旋转扭动的现象，如唐山地震时丰润县瓦房公社门口的砖柱发生了顺时针的水平扭动（图16—8）。

因此，研究建筑物破坏和变形特征，常可发现地震时的地表应力状态。

地裂缝 地裂缝是在震中区最常见的地面破坏形式，其深度、宽窄和长短不一，有呈散漫分布的，也有呈密集成带分布的。这与震区的地质条件有关。地裂一般以张性裂缝为最多，有的并可明显见到沿两组剪切缝追踪发育而呈锯齿状的，有时也可见到呈雁行状排列的张剪性裂缝（图16—9）。

在地面剧烈振动时，这些地裂缝常有开而复合的现象，经历着反复发作的过程。有的先是小裂缝而后逐渐扩大，甚至发生地堑式下陷（图16—10）；有的先是大裂缝而后又逐渐缩小，以至消失。

值得注意的是，由于许多地震是沿老断裂带重新活动而发生的，所以发生地震时，沿着这些重新活动的老断裂带，往往先后出现若干条较深的地裂缝，并列成行，顺其走向发展并不受地形的限制，继续延长可达数十公里，甚至更长，可构成一条新断裂带。断层错动方向多以水平运动为主，且规模较大。最著名的震例是1906年美国西部圣安德列斯断层重新活动所引起的旧金山大地震，在主震的同时，沿地面产生了长达430km的新断裂带，断层两侧发生左旋水平滑动，最大水平位移达6m，最大垂直位移只1m。1946年南美安第斯山魁克斯地震时，出露在地表的地震断层，切穿海拔3600—3900m高山区，长达5km，断层陡崖垂直落差达4m（图16—11），我国1970年的云南通海地震，1973年四川甘孜地震，也都是由老断裂的重新活动而引起的。1970年云南通海地震发生主震时，沿曲江断裂带出现一条长达50km的地震断层，断层面平直（图16—12），最大水平错距2.7m，垂直错距一般0.5m，使数条山脊发生了错移，沿着这条新断裂带，裂缝也十分发育。有时还发生小型的弯曲。

喷沙冒水　这是在发震阶段，由于地下水的上涌，而发生的一种现象。开始时水柱甚高，可达数米，以后渐次低落，沙粒在地表有时可堆积成圆丘状小沙孔并常沿着地裂缝呈定向排列。

山崩和滑坡　山崩和滑坡是在陡峭的山区常发生的现象。尤其在地形陡峻并有较厚碎石层、土层复盖，或基岩松散破碎的地区更宜发生。地震的激发作用常引起较大规模的崩滑现象。

大规模崩滑若发生在江河边，则往往堆土为坝、堵塞河道、积水成湖，或进一步因坝

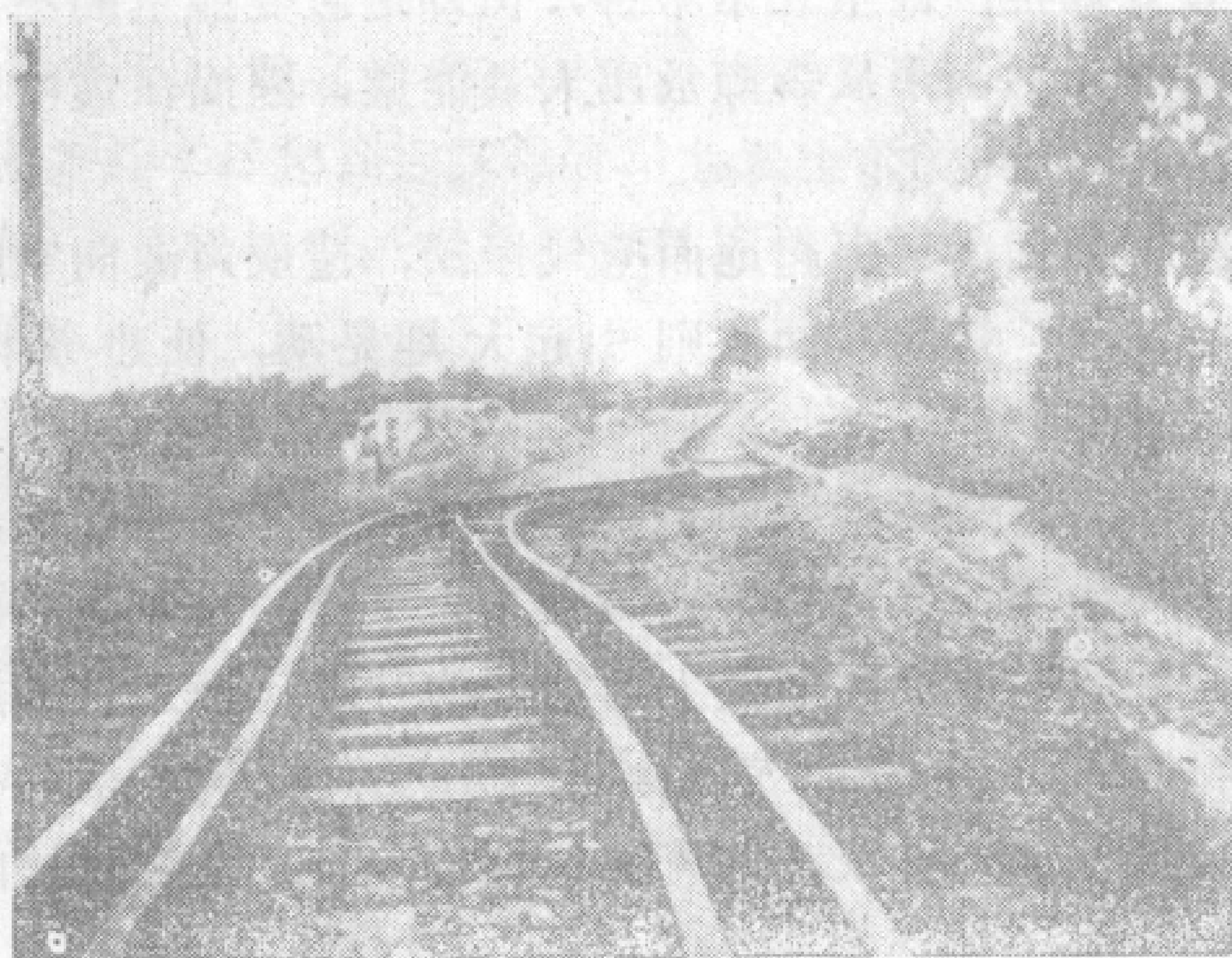


图 16—7 1976年唐山地震时迁安附近的铁轨发生扭曲

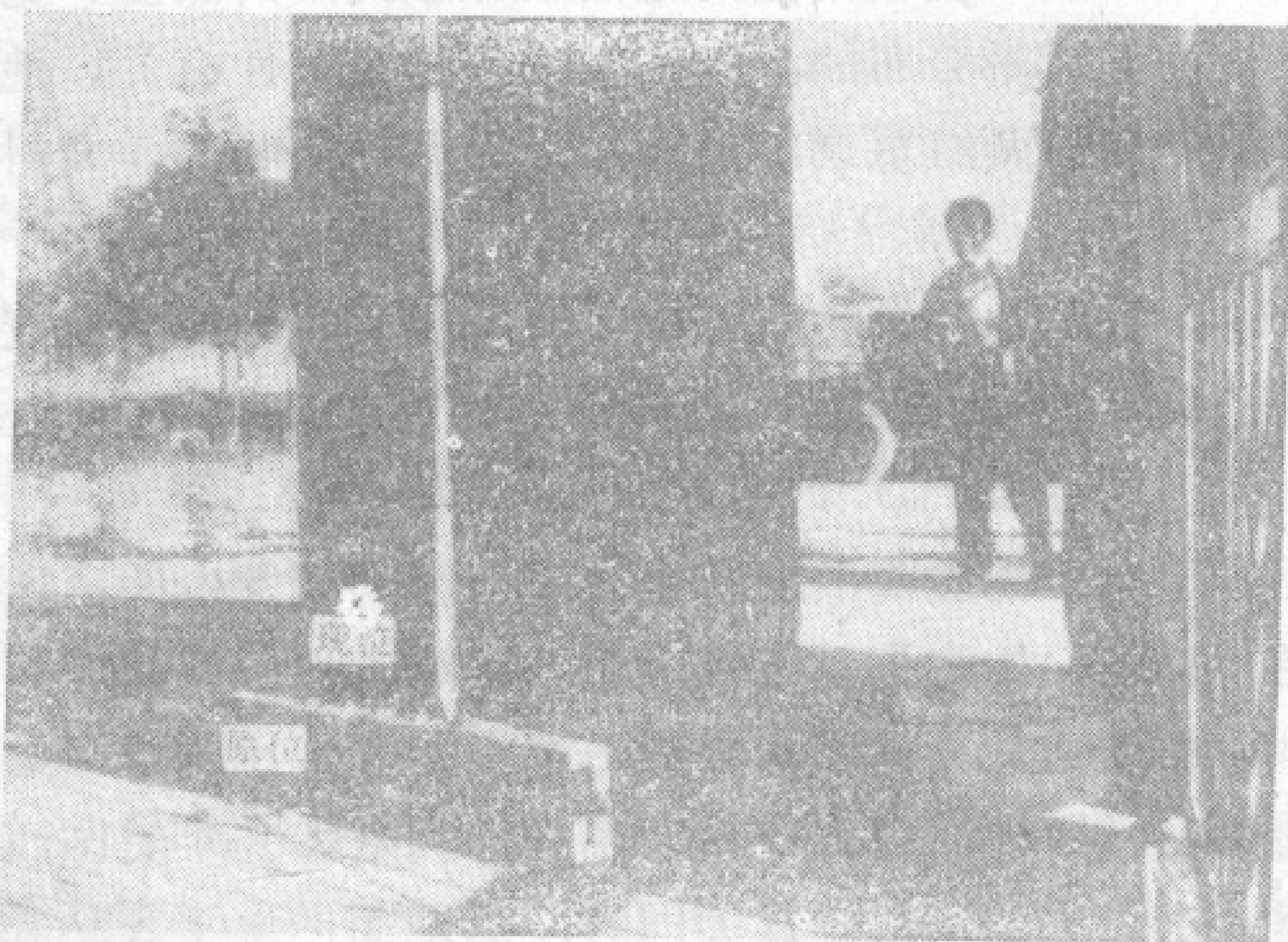


图 16—8 丰润县瓦房公社门口砖柱



图 16—9 地震引起的锯齿状剪切裂缝

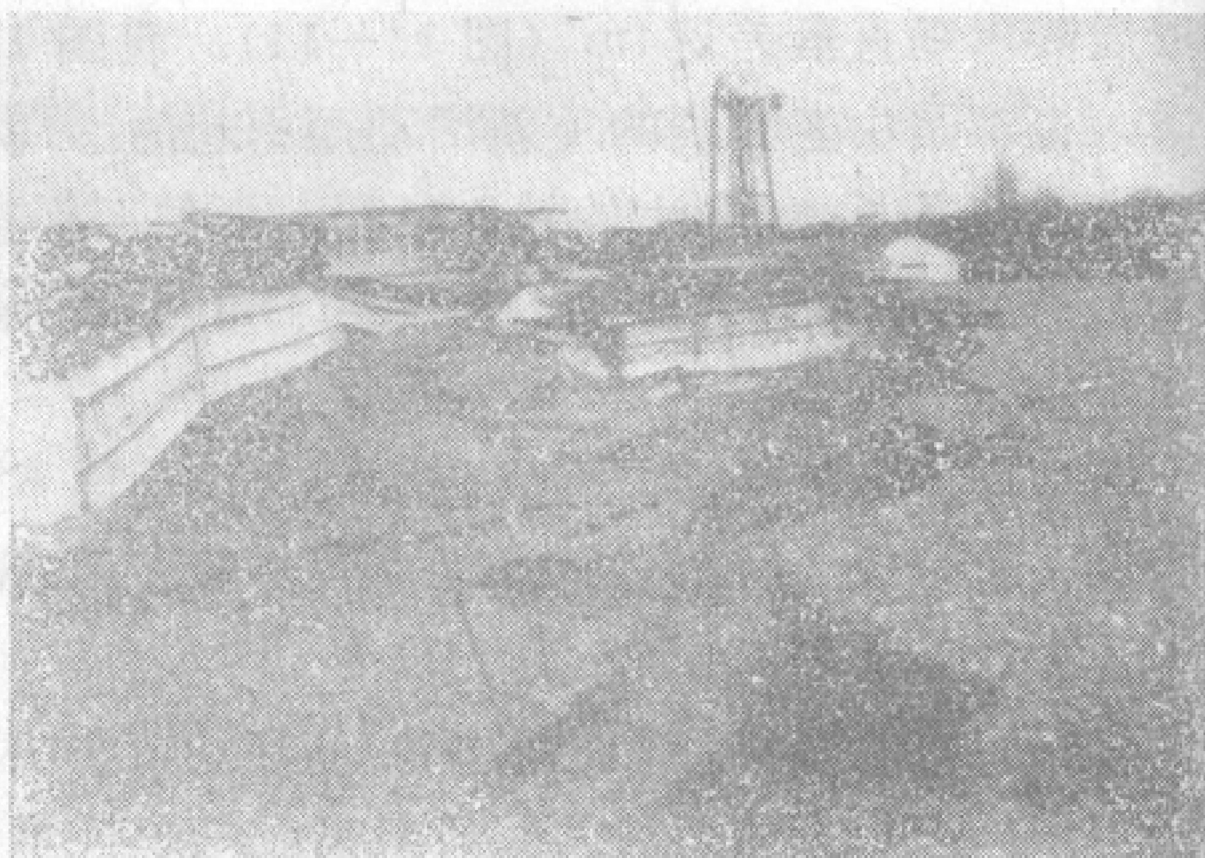


图 16—10 美国阿拉斯加州，安克雷奇地震产生的地貌景观



图 16—11　1946年魁克斯地震时，出露在地表的地震断层

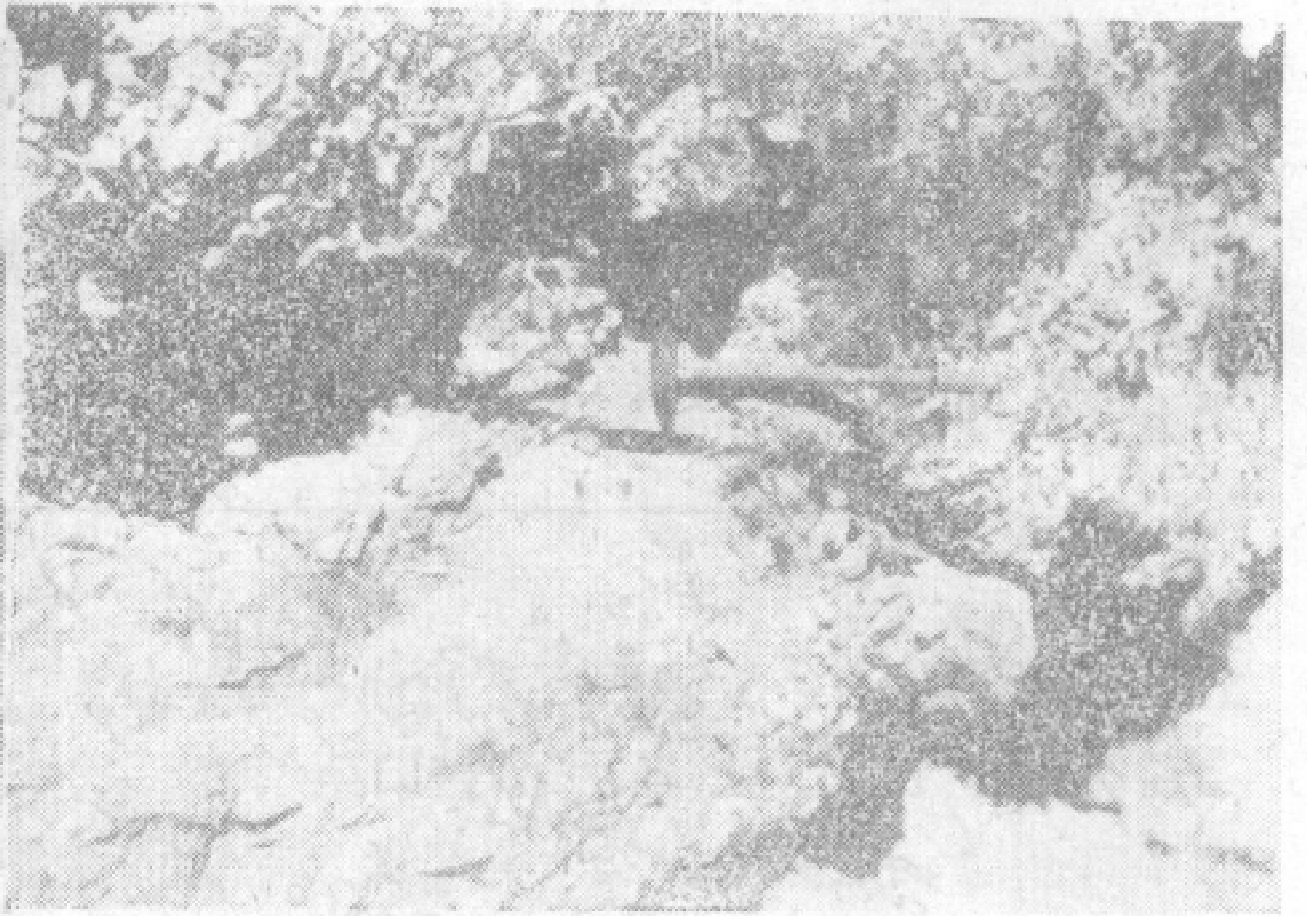


图 16—12　曲江地震引起的断层面

溃决而造成水灾。如1933年四川迭溪地震，崩滑作用使大量砂、石阻塞岷江，先成湖泊，后又决口成灾。上述发震阶段的种种宏观地震地质作用现象，都是在极短的时限内就完成的，但是在主震之后，因为地震能量并未完全释放，因此主震后的地震活动仍然不能平息，而进入余震阶段。

四、余震阶段

余震阶段又称剩余能量释放阶段，或震源断层的弹性调整阶段。这个阶段就像弹簧的弹性反跳不能使其一下复原，必须经过弹性后效作用，才能使其慢慢恢复到新的平衡位置一样，震源断层在主震阶段的弹性反跳之后，必须经历弹性调整阶段，才能使其逐渐恢复到新的平衡。在此阶段，弹性后效作用使震源岩石的形变继续进行，因而使许多破裂尚未完全发育的地点，继续积累应变能量，到了阻抗力不能承受时，便再次发生小破裂，产生余震。其它不稳地点，上述作用也会接连重复出现，于是余震连续发生，成为余震序列。

余震在初期一般震级较大，以后渐次减弱，直到剩余应变能量不能克服摩擦阻抗力为止，地震活动才平息下来。

余震的时限一般较长，如1920年宁夏海原大震，余震三年未息。但也有些地震，余震并不明显或者很少。

综上所述，地震地质作用，经过孕震、临震、发震和余震四个阶段，才算完成其全部过程。其中孕震阶段为地应力或应变能量的积累时期，表现为地震的平静期，其余三个阶段则为地应力或应变能量的释放时期，表现为地震的活动期。这三个阶段在不同地震中表现的强弱及时间长短常常是不同的。地震作用并非到了余震阶段就终结。余震阶段之后，由于地壳运动仍然持续不停地进行着，于是就再次进入一个新的地应力或应变能量积累阶段。所以地震作用在时间上具有周期性，其表现就是平静期和活动期交替进行。

但是由于各地震活动区或活动带的区域地质特征不同，所以各地区地震周期的长短不一，一般都要经过几十年，上百年，甚至有的地区地震周期为二、三百年。这就需要利用大量的历史地震资料与地震地质资料才能分析了解其规律性。

第四节　世界及我国地震带的分布

一、世界地震带的分布

世界上的地震主要集中分布在如下四个地震带上（图16—13）。

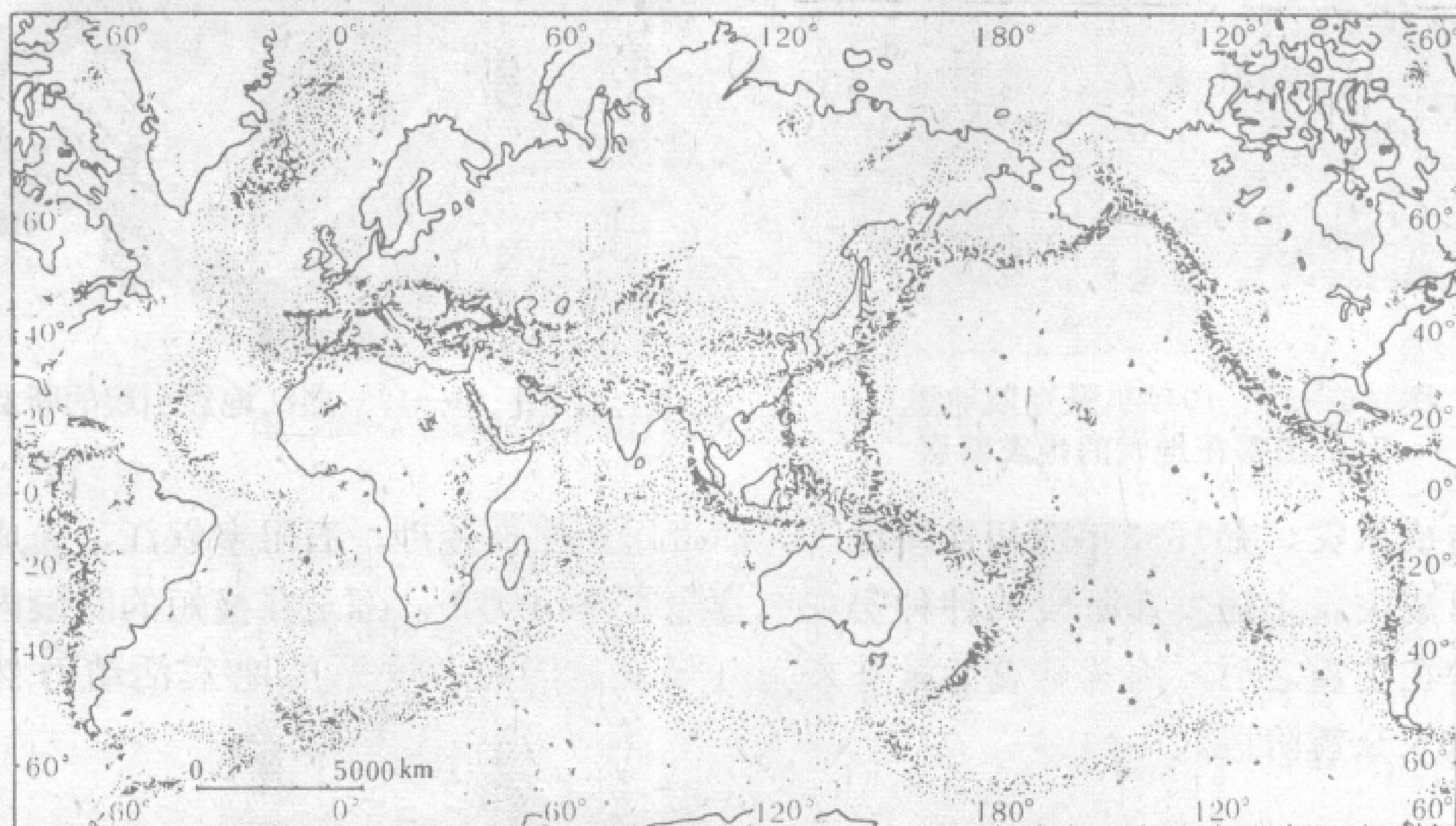
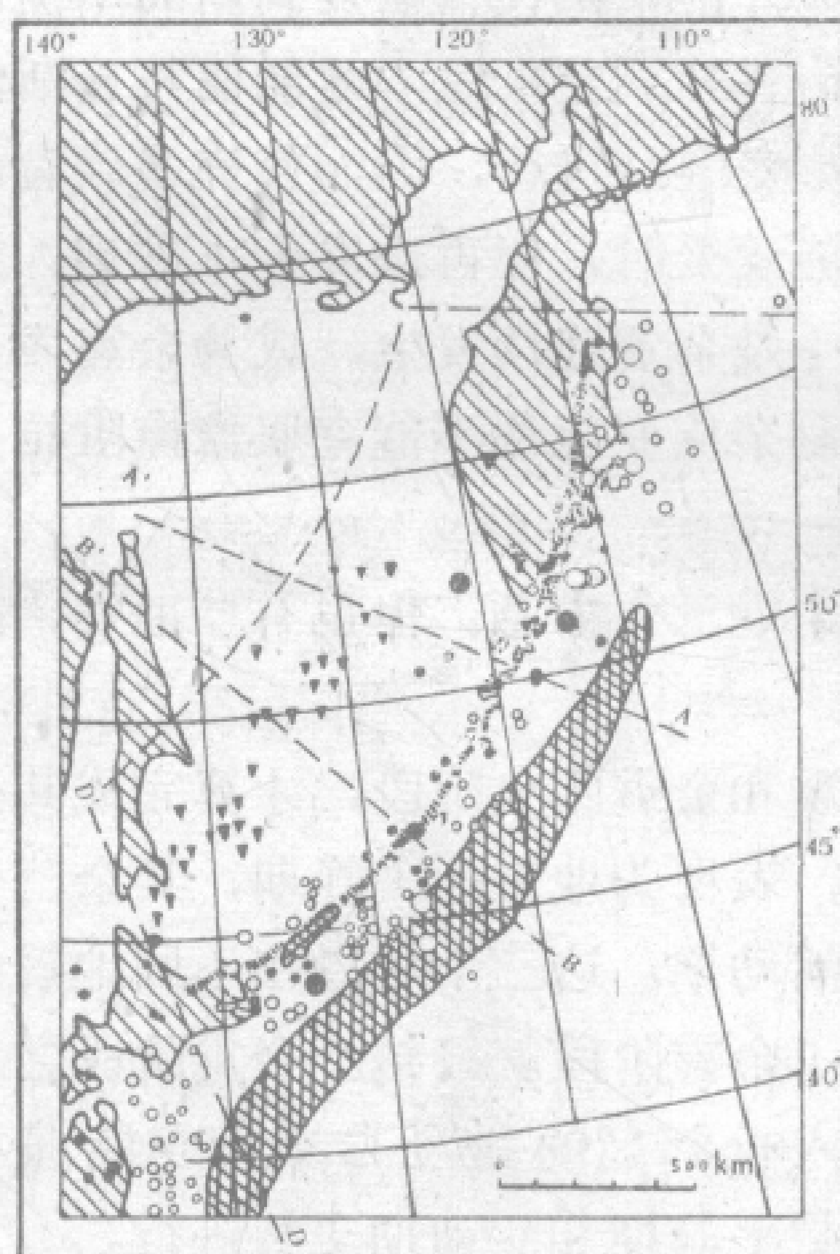
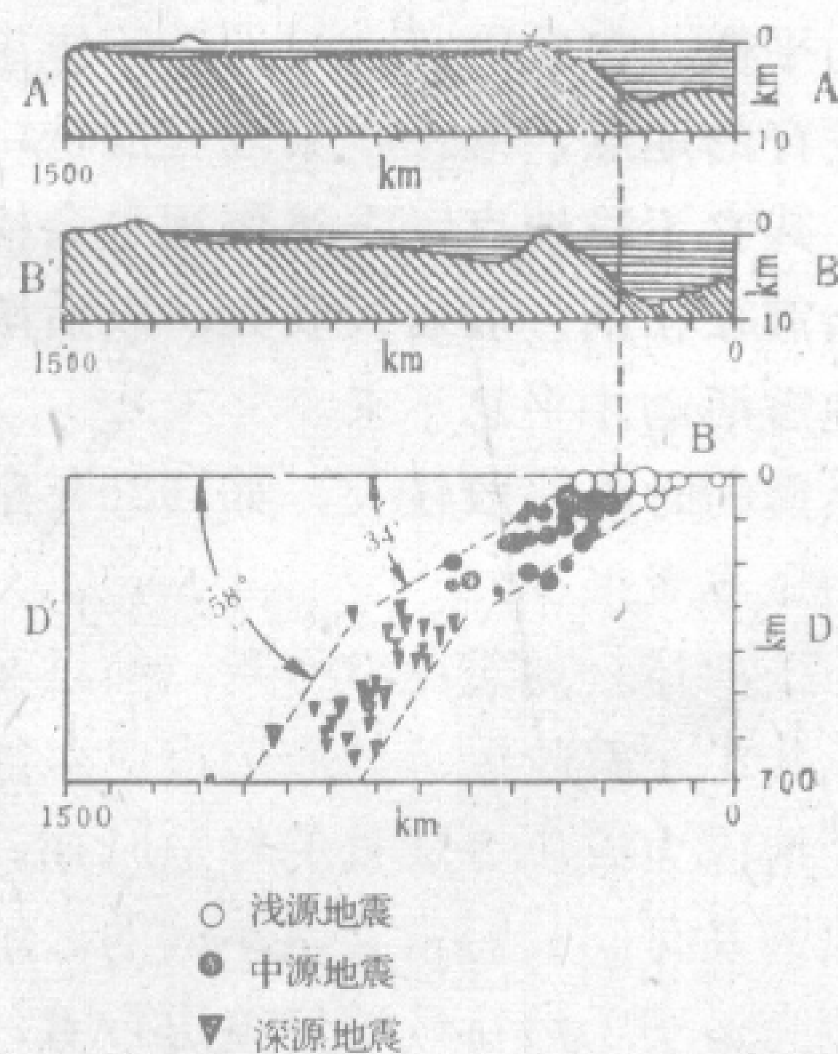


图 16—13　世界地震震中分布图

（据 C.Cuicer）





(a)　　　　(b)

图 16—14　太平洋西岸震源排列图

（据 H. Benioff）

a—平面图；b—剖面图

（一）环太平洋地震带

从南美洲的最南端，沿南北美西岸至阿拉斯加，然后向西经阿留申群岛、堪察加半岛、日本、我国台湾、菲律宾直到新西兰。这是一条地震活动最强的地震带，全球约80%的浅源地震，90%的中源地震，以及几乎全部的深源地震，都发生在这个地震带内。所释放的地震总能量约占全球地震释放能量的76%。其最显著的特点，是中、深源地震多沿海沟及岛弧分布，而且在横截岛弧的剖面上，有靠近海沟一侧为浅源地震，向大陆方向逐渐变为中、深源地震的趋势（见图16—14）。

（二）阿尔卑斯-印尼地震带

此带横跨欧亚大陆，并包括非洲北部，大致呈东西向展布。西起葡萄牙、西班牙和北非海岸，沿地中海、高加索、喜马拉雅山向东，然后至印度尼西亚，与太平洋地震带汇合。此带地震释放总量约占全球地震释放能量的22%，为世界第二大地震带。但是震中很分散，地震带宽度很大，基本上是浅源地震，深源地震很少，中源地震只集中分布在喜马拉雅弧形构造的两端，及喀尔巴阡山由东西向转南的三个急转弯处。

（三）大洋中脊地震带

这是一条分布在各大洋中的海底震中带，它沿着大西洋、印度洋及南太平洋中的大洋中脊或海岭分布，延绵长度达六万多公里。基本上是浅源地震，没有中、深源地震，震中主要分布在中央裂谷附近，及转换断层错断的洋中脊处。

（四）大陆裂谷地震带

主要是沿东非裂谷，以及红海、亚丁湾、死海裂谷系分布。均为浅源地震。

从世界震中分布图中不难看出，上述四个主要地震带，恰恰分布在各大板块的接合部位。但是由于各大板块之间的结合形式不同，因而板块边缘承受的构造应力也就不同，所以各个地震带具有不同特征。

大洋中脊地震带，是地幔热对流物质上升的地方，因此地壳顶部发生张性裂开，形成环球性中央裂谷，所以在此带发生的地震，与张性断裂密切相关，形成浅源地震。大陆裂谷地震带的震源机制也与此类似。

环太平洋地震带，在北美沿岸地震是沿转换断层或大规模平移断层发生的。而在南美西岸和西太平洋的海沟、岛弧地区，则是板块构造的俯冲地带，这里由于板块的相互挤压错动而成为地震活动带。浅源地震一般分布在海沟附近，而中、深源地震则向陆侧方向分布。

阿尔卑斯-印尼地震带沿大陆上的板块缝合线发育，是由于大陆板块的相互碰撞挤压形成的。这个地震带震源较浅、震中分散，地震带也很宽阔。

二、中国地震带的分布

我国地处环太平洋带及阿尔卑斯-印尼带两大地震带的中间，是多震的国家之一。但除台湾，东南沿海地震带和西藏-滇西地震带分属于上述两大地震带之外，其余地震带均自成体系。

我国历史上有名的地震带有如下几处。

1. 中枢大地震带　　它是纵贯我国中部的南北向地震带。北起贺兰山、六盘山，然后越过秦岭、过甘肃文县，沿岷江向南经川西直达滇东地区，总长在2000km以上。这个

地震带大体处在我国东部地台区和西部地槽褶皱带的交界处，断裂活动十分发育，为一规模巨大的强烈地震带。

2. 华北大地震带　西起宝鸡，向东经汾渭河谷入晋直到燕山西部，长约1500km。这是一条沿华北地台内部破裂带发育的强烈地震带，这条破裂带构成我国有名的汾渭断陷盆地，历史上的著名大震多与盆地边缘的断裂活动有关。

3. 华北平原地震带　本带包括下辽河凹陷，渤海凹陷及河北平原凹陷在内。由于在华北平原现代沉积物的基底上，有一系列平行的北东向活动性断裂分布，并被一些北西向横断裂所切割，因而该区地震活动比较频繁。我国近年发生的邢台地震、唐山地震等，均与这种平原区下部的纵横交错活动断裂有关。

此外，尚有郯城-庐江地震带，它沿着山东郯城到安徽庐江的大断裂带发育。

我国西部地区，地震活动性更强。但由于人烟稀少，历史地震记录较晚并较少，所以在全国地震分布图上，震中较少，看不出明显带状。实际上，由于各个地槽褶皱带和塔里木、准噶尔、柴达木等稳定地块之间，断裂构造十分发育，且现代活动性很强，所以地震经常发生，组成一系列东西向地震带，如阿尔泰地震带，天山南、北地震带，昆仑地震带及祁连地震带等。

第五节　地震预报与预防

地震对人民生命财产和国家经济建设危害极大，因此，古今中外，人们都希望能预报地震发生的时间、地点和强度，以便有所防范，减少灾害损失。但是由于地震是在地下深处发动的，人们无法直接观测到震源的物理状态及其发展变化，加上影响地震发生的地质因素十分复杂，所以直到现在这个问题在世界上一直未能很好解决，不能像天气预报那样准确，及时。但是由于近代科学仪器的发展和地震前兆异常的发现，如今地震预报已收到一定的效果。

研究地震预报，也和研究其它任何事物一样，需研究其内在规律；既然地震是由于地壳在构造运动作用之下，地应力或应变能量不断积累和突然释放的结果，而且有其发生发展规律，和空间分布规律，因此地震预报工作可从两方面进行。

一、地震区域划分

通常是编制出全国或地方性地震区域划分图，把地震危险区划分出来，标示出地震带的分布，和各地未来地震的最大烈度值。这是项很复杂的工作，因为地震带的划分是在地震地质背景研究和历史地震研究的基础上进行的，需要进行大量地震地质条件的调查，和分析大量历史地震资料。

历史地震的分析研究，则可提供某地震带内，地震时间分布的规律性（即周期长短），指出未来地震的发展趋势，提供历史地震震中转移规律和强度特征，推测未来地震可能发生的地点和强度。

无疑，地震区域划分是一种战略性的地震预报工作，或者叫作地震的中、长期预报。它对国家建设的战略布局，有十分重要的意义。

二、临 震 预 报

临震预报系指主震之前的短期预报。目的是为了更进一步确定主震危险区，及主震将要发生的时间和强度。临震预报主要是根据主震之前的各种前兆异常表现，因此在地震区划分的基础上，首先要在可能的危险地区及其周围，特别是在大城市及工矿企业地区，建立地震台站网，布置各种观测手段，观测各种前兆现象的发展变化。

各种异常的产生，都不是孤立的，有其必然的内在联系。其中以地应力为主导，首先引起地形变异常，和震源岩石发生微裂而产生的前震异常，其它，尚有波速异常、地磁地电异常、地下水异常等，因此，作为预报资料，要综合分析各类异常现象，互为验证，才较为可靠。另外，由于各种震前异常现象，常隐伏于其它因素所引起的变化之中，例如，倾斜仪的观测记录，会受到地下水的干扰，高空电离层的变化会影响到地磁地电的变化等等，因此，必须排除其它干扰因素的影响，确切判定异常和地震的关系，才可作为预报主震发生的依据。

1975年2月，辽宁海城地震，是我国中长期预报和临震预报成功的例子，使这次发生在人烟稠密，工业发达地区的地震灾害，减少到了最低限度。这次地震表现为前震序列发育很正规，频率逐渐增高，达到最高潮后，又突然下降至平静，而且前震的震中位置非常集中，从2月1日到2月4日发震之前，共发生前震527次，其震中位置大部集中分布在北纬40°38′—42′东经122°44′—51′之间。这就预示了主震将要发生的时间和地点。另外，伴随地震的地下水及地磁，地电异常等，也很突出明显。

相反，1976年唐山地震，却由于主震前的微震很少和不明显。不易辨别其规律，而没有作出临震预报。

上述两种不同的震例，是由于震源区地质条件不同所决定的。可见各地震带的活动规律，既有其一般性，也有其特殊性，必须在各地震带进行长期观测，不断积累和总结其规律，才能逐步做到比较准确的临震预报。

我国早在公元前1767年（夏桀时代）就有地震的文字记载，拥有大量丰富的历史地震资料，为开展地震预报研究，提供了基础。而且我国也是世界上最早研究地震预报的国家之一。早在汉代，就有伟大的科学家张衡，发明了预测地震的候风地动仪。

但是地震预报工作，不仅是个技术问题，更重要的是个社会问题，在解放之前，由于得不到政府的重视，我国地震预报工作一直很落后，从旧中国遗留下来的只有地震台一个，工作人员三名。解放后，特别在六十年代，在党的关怀和领导之下，我国地震预报工作才大大发展起来。现在已建立了全国性的地震台站网，制定了长期观测规划和研究计划，并在危险震区贯彻执行群测群防，专群结合的原则。相信不久的将来，我国地震预报研究工作将会得到更为丰硕的成果。

除了做好地震预报工作之外，还必须积极进行地震的预防，制定抗震防灾的规划。

第十七章　变　质　作　用

第一节　变质作用的概念

变质作用(metamorphism)是指岩石在地下特定的地质环境中，由于物理化学条件的改变使其在矿物组分和结构构造上发生变化的作用。这种作用是在固体状态下发生的。经受变质作用形成的新岩石，称为变质岩（metamorphic rock)。

变质岩也是地表常见的一种岩石类型。比如在岩浆侵入岩体的边部，石灰岩可以变质而成大理岩；泥质岩可以变质而成角岩等。一般离侵入体越远，岩石所受的变质程度越弱。显然，岩石的这种变质作用是受岩浆的热力及其化学成分的影响所致。又如在一些强烈褶皱的山区，常可见到大面积呈带状分布的千枚岩、片岩、片麻岩等变质岩。其中受变质作用较弱的岩石，仍可残留有原来岩石的某些特征，诸如碎屑结构、层理、杏仁构造等。这些特征说明这些变质岩是由原来的沉积岩或火山岩变质而成的；也说明变质作用是在原岩基本上保持固体状态下发生的。

沉积岩和岩浆岩都可经受变质作用形成变质岩。已经形成的变质岩，只要所处部位的温度、压力条件发生了改变，还可再度发生变质。其原因在于各种岩石或者矿物组合，都是在一定温度、压力条件下形成的，它们与其形成时的温度、压力环境处于相对平衡的状态。比如岩浆岩大致是在650°—1200℃温度下冷凝结晶而成的；而沉积岩则是在地表常温、常压的环境下形成的。这些岩石形成之后。如果所处的地质环境发生了改变，在新的环境下，其中的许多矿物就显得不稳定，它们将通过各种变质作用方式，形成在新的条件下处于平衡或趋向平衡状态的矿物组合或结构构造，如粘土页岩变为云母片岩，石灰岩变为大理岩等。所以变质作用一般是岩石在地下较深部位，为适应新的物理、化学条件而发生的变化过程。近年来发现，大型陨石对地面的撞击产生的高温、高压条件也可以使周围岩石发生一定的变质作用。

现代的实验技术，已有可能进行许多模拟实验，证实在温度、压力增高的情况下，一些矿物或矿物组合，可转化变成另一些矿物或矿物组合，如表生粘土矿物，在400℃左右和不太高的压力下，就可转变为云母等矿物。

世界上最古老的变质岩是前寒武纪的结晶片岩，它们常作为各个大陆地壳造山带的核心，广泛出露在长期处于上升状态的地盾中；或者作为年青造山带的基底存在（图17—1)。显生宙各阶段（包括古生代和中、新生代）形成的变质岩，主要出露在各个褶皱带中，而且多围绕前寒武纪老变质岩分布。这不仅说明变质作用从古至今一直存在着，而且也说明变质作用的研究对查明地壳早期状态，及其以后发展演化历史等方面，具有十分重要的意义。

另外，在变质作用的过程中，常导致某些元素的富集，形成重要的变质矿产。据统计，世界上70%的铁矿，63%的锰矿，以及大多数的铜、钴、镍矿，都产在前寒武纪变质

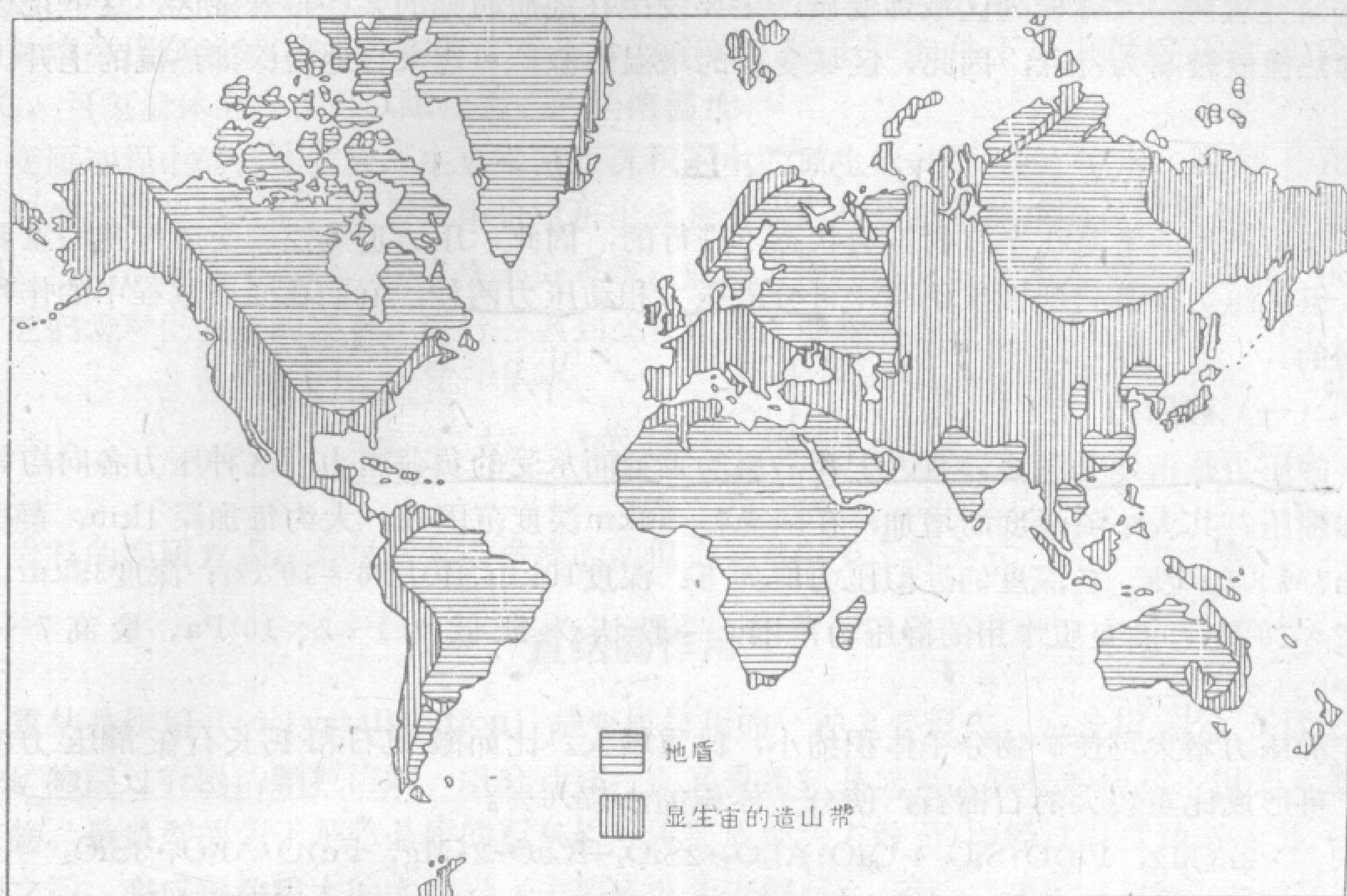


图 17—1　前寒武纪地盾和显生宙造山带

岩中并和变质作用有一定关系。因此，研究变质作用，对了解这些矿产的分布规律，具有重要的现实意义。

第二节　变质作用的因素

促使和控制岩石发生变质的直接因素主要是温度、压力及化学活动性流体。然而这些物理化学因素的变化，又决定于地质环境的改变，同时在变质过程中这些因素都不是孤立的，它们经常同时出现，互相配合又相互制约，共同改造着岩石。

一、温　度

温度的作用主要在于提供变质作用所需的能量。例如，温度增高可增加矿物晶格中原子、离子的活动能力，削弱它们之间的联系力。温度增高还可使矿物质的溶解度加大，使有些矿物成分进入流体从而增强了其渗透性、扩散性及化学活动性。因此，温度增高不仅可促进重结晶作用的进行，而且还加速变质反应和交代作用的过程，所以温度变化是各种变质作用必不可少的条件。如果温度增高到一定程度，还可使原岩在上述变质作用的基础上，进一步发生选择性重熔，形成花岗质流体，引起混合岩化作用。

另外，温度和压力都是控制变质过程的物理因素，各种变质反应都要求一定的温度和压力，当压力一定时，温度则是决定变质反应的主要因素。

引起温度升高的原因很多，比如岩浆活动带来的热量，大断裂活动时在摩擦过程中由机械能转化的热量等，不过这些只是引起局部变质作用的热源。至于引起大规模区域变质作用的热源问题，争论较多，有人认为是由于岩石埋藏较深，地热增温的结果。但是近来

大量研究表明，大规模的区域性变质，主要发生在地质时期的某些特殊地区，这些地区以深部热流值较高为特点，因此，区域变质的增温热源，可能来自地幔深部热流的上升。

二、压　　力

变质作用通常是在一定的压力状态下进行的，因此，压力也是控制变质作用的重要因素。但是压力按其物理性质不同，可分静压力和动压力两种，它们在变质过程中的作用是不同的。

（一）静压力

静压力是指地壳深处岩石因上覆岩层的重量而承受的负荷压力。这种压力各向均等，又称围压。其大小随深度而增加，在陆壳0—50km深度范围内，大约每加深1km，静压力增加275×10^5Pa。各深度的近似压力值如下：深度10km，压力26×10^7Pa；深度35km，压力12×10^8Pa；而变质作用的静压力范围，一般认为最低为$1—2\times10^8$Pa，最高$7—8\times10^8$Pa。

静压力增大可使矿物分子体积缩小，比重增大。比如橄榄石和钙长石在静压力增大时，可形成比重较大的石榴石，使分子体积缩小17.6%。



$$2(Mg,\ Fe)O\cdot SiO_2 + CaO\cdot Al_2O_3\cdot 2SiO_2 \rightarrow CaO\cdot 2(Mg,\ Fe)O\cdot Al_2O_3\cdot 3SiO_2$$

	（橄榄石）	（钙长石）	（石榴石）
分子体积	43.9	101.1	121
比重	3.2	2.7	3.4—4.3

再如红柱石（Al_2SiO_5）比重为3.1—3.2，静压增大时，则可转化为分子体积较小的蓝晶石（Al_2SiO_5），比重为3.56—3.68。

（二）动压力

动压力即定向压力，又称构造应力。它是由构造运动产生的，在地壳内部分布不均，一般在地壳上部静压力不大的地方，表现最强；在地壳深部，因静压力较大，岩石呈塑性状态，应力可因塑性变形而释放，因之动压力随深度增加而减弱。

动压力的作用主要表现在它对岩石矿物的机械改造，如褶皱、断裂的形成，直到引起岩石的碎裂变质。另外对变质岩中定向构造（片理）的形成，有很大作用，但不同学者看法不一。按照里克定律，矿物颗粒在最大压力方向上溶解度最大，所形成矿物在少量溶液的帮助下可向较小应力方向迁移，从而使矿物晶体沿较小应力方向生长、延长，结果形成了片状或柱状矿物呈定向排列的片理构造；另外一些学者则认为，片理的形成是由于矿物受定向压力后，发生差异性滑动产生的。

三、化学活动性流体

以H_2O及CO_2等活动性组分为主要成分的流体，在地下温度、压力较高的条件下，常呈超临界状态的气-液状态存在，因而具有较大的物理化学活动性，其含量虽少，（一般只占岩石的1—2%），但在变质作用中却有十分重要的作用。

流体的主要意义是起溶剂作用。作为化学溶剂，它是各种变质方式进行的媒介。因为不论是重结晶、重组合或交代变质作用，都涉及到物质组分的溶解和迁移，如果没有流体存在，单纯固态晶体接触，变质作用就进行得很缓慢。

流体对于岩石的重熔（溶）作用也很重要。实验证明，在水饱和的条件下，花岗质岩石的始熔温度在640℃左右，但在完全不含H_2O的“较干”条件下，其始熔温度却高达950℃，可见流体的存在可以降低岩石的始熔温度。

变质过程中的流体溶液，主要来源于沉积岩中的原生水，是它经脱水、脱碳作用析出；另外当岩浆侵入时，从岩浆中也可析出大量流体；当然也不能排除在区域变质作用的后期，当热流继续增高时，会发生部分重熔，或从地幔深处分异上升的“深部热液”的存在。它们常对已变质的岩石，进行一系列交代作用，形成混合岩。

第三节 变质作用的方式

岩石的变质方式，是极其复杂多样的，但主要是以下三种方式：

一、重结晶作用

重结晶作用（recrystallization）是变质作用的一种主要形式。它是指岩石在固态下同种矿物经过有限的颗粒溶解、组分迁移，而又重新结晶成粗大颗粒的作用，但并未形成新矿物。最典型的例子是隐晶质的石灰岩（主要成分为方解石），经过温度升高，重结晶作用之后，变成颗粒粗大的大理岩（主要成分为方解石）。

重结晶作用主要和矿物颗粒的表面能有关，它表现为当同种矿物粒度愈小，表面能愈大，（大约粒径小一倍，其表面能增大十倍），因而在相同的温度、压力条件下，粒度较小者稳定性较差，易溶解，相应组分被迁移后，又自行结晶形成同种矿物的较大颗粒，或者在原来较大颗粒的表面，继续结晶，使其更加粗大。因此，重结晶作用可使岩石的粒度均匀化。另外，当原岩为碎屑岩时（如石英砂岩、粉砂岩等）则由于外形不规则的矿物颗粒，棱角处表面能较高，易被溶解，凹面处表面能最低，利于别处的溶运物质在此处沉淀和结晶，因而重结晶作用还可使形态不规则的矿物碎屑变成浑圆状。

重结晶作用的强度和速度，受许多因素控制。温度升高，和粒间流体的存在，是重结晶作用的必要条件，而原岩成分和结构构造，则是重结晶作用主要内在因素。如碳酸盐类岩石及硅质岩石常比砂质岩石易于重结晶，成分相同的沉积岩，粒度细者易于重结晶等等。

二、重组合作用

重组合作用是指在特定的温度、压力范围内，固体岩石内部的化学成分重新组合，结晶成新矿物的过程。这种作用通常是经过化学反应来完成的，所以又称为变质反应。重组合作用，既意味着新矿物的形成，又意味着原有矿物的消失。其最主要的特点，是变质反应前后，岩石的总体化学成分不变，因而一般认为重组合作用是在封闭，或半封闭系统中进行的，没有物质成分的带入和带出，但多数情况下有H_2O及CO_2流体直接参与活动。

形成新矿物的重组合作用主要有三种类型：

1.同质多相转变　这种转变是一种不包含H_2O及CO_2的释放或吸收的固相之间的变质反应。常见的例子是变质矿物红柱石（Al_2SiO_5）、蓝晶石、夕线石之间的转变。这三种变质矿物的化学成分相同（即同质），但是在特定的温度、压力范围内，由于晶体内部元

素质点排列组合方式的改变，表现为三种不同的矿物（图17—2）。红柱石为低温低压条件下的稳定矿物，在低温和较高压力条件下可转变为蓝晶石，如果温度再升高，蓝晶石又可转变为夕线石。

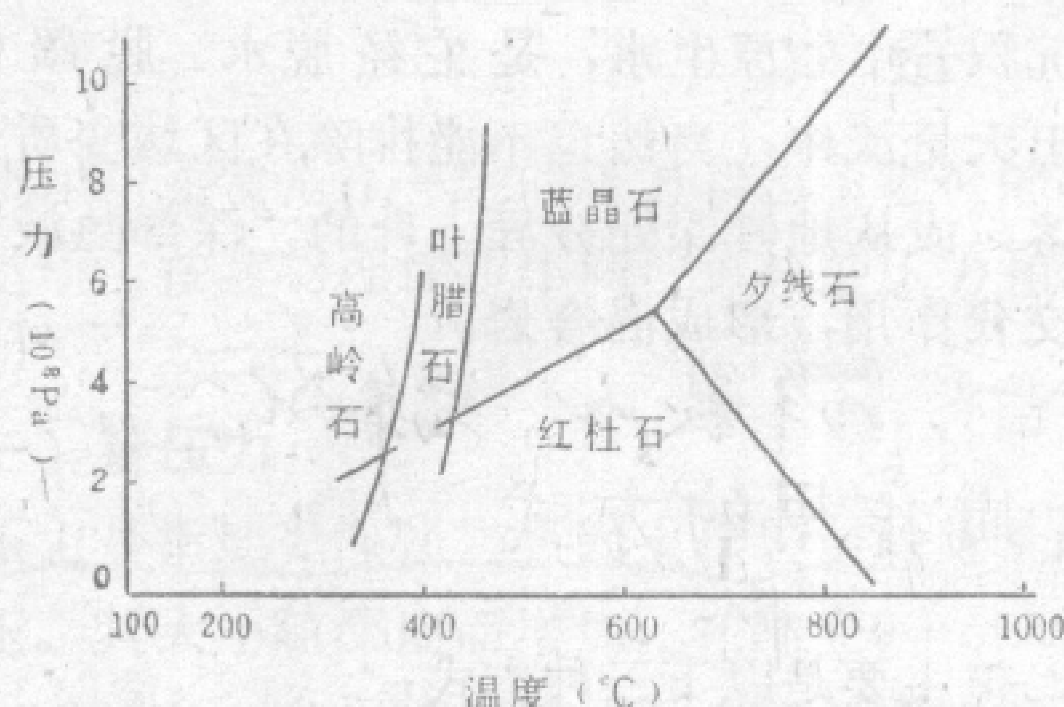
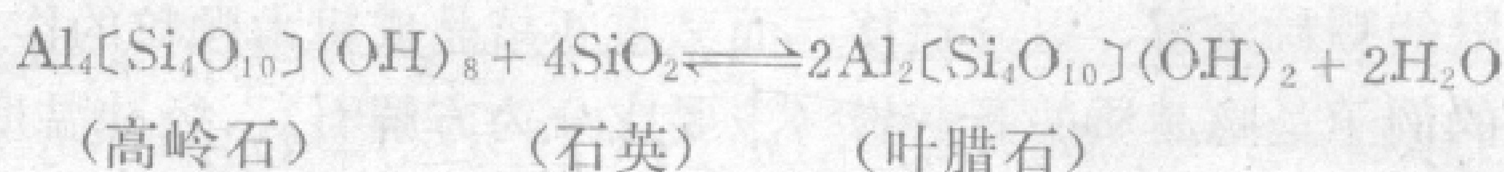


图 17—2　某些铝硅酸盐反应的温度、压力界限和泥质岩石脱水反应曲线

（据 A・B・Thompson等，1970年，综合简化）

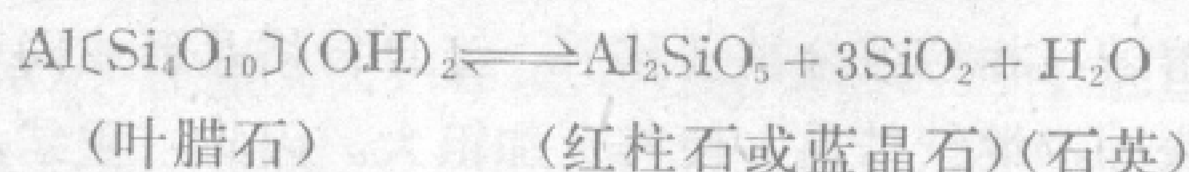
2．脱水（及水化）反应　脱水反应是指原有矿物或矿物组合随着温度上升，释放出H_2O形成另一种新矿物或矿物组合的变质反应。大多数变质反应属于这种类型。因为最常见的泥质（粘土质）岩石中，含有大量水分，温度升高后可使它们产生明显的脱水反应。比如高岭石等粘土矿物，经脱水反应后，可形成叶腊石。



$$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 4SiO_2 \rightleftharpoons 2Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 + 2H_2O$$

（高岭石）　（石英）　（叶腊石）

叶腊石随着温度的持续升高，在特定的温度、压力范围内，又可进一步脱水分解，形成红柱石（或蓝晶石、夕线石）等矿物。



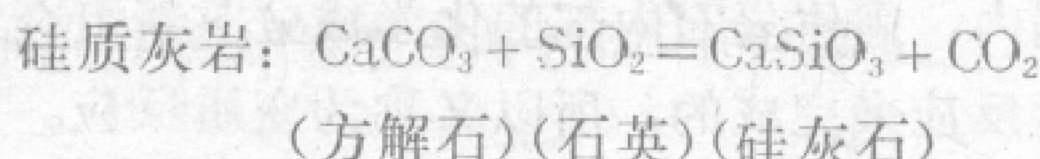
$$Al[Si_4O_{10}](OH)_2 \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + 3SiO_2 + H_2O$$

（叶腊石）　（红柱石或蓝晶石）（石英）

上述泥质岩石持续脱水变质作用的温度、压力区间范围，其实验数据，如图17—2所示。

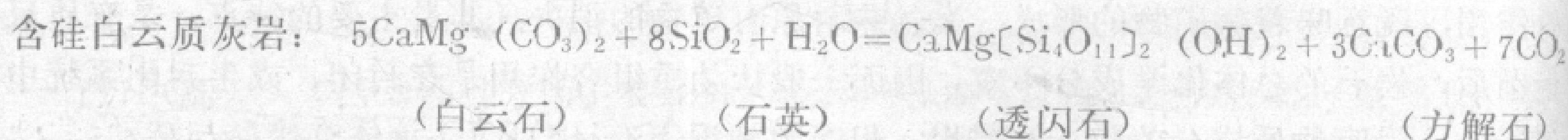
另一方面在大量存在的玄武质岩石中，原来是贫水的，在它们向绿泥石片岩等转化的时候又明显地产生了水化作用。

3．脱碳反应　钙质沉积岩的变质作用，常有明显的脱碳反应，它意味着随温度的升高，释放CO_2，形成新矿物。比如，大多数石灰岩是由$CaCO_3$，$MgCO_3$和SiO_2三种成分组成的，如果石灰岩由纯$CaCO_3$组成，则只会随着温度升高，经过重结晶作用变为大理岩；但如果石灰岩中含有SiO_2（即硅质灰岩），或者是含有SiO_2的白云质灰岩，则随着温度的升高，便会发生脱碳反应，而形成硅灰石、透闪石等新的矿物。其反应式如下：



硅质灰岩：$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$

（方解石）（石英）（硅灰石）



含硅白云质灰岩：$5CaMg(CO_3)_2 + 8SiO_2 + H_2O = CaMg[Si_4O_{11}]_2(OH)_2 + 3CaCO_3 + 7CO_2$

（白云石）　（石英）　（透闪石）　（方解石）

其中透闪石类矿物，随着温度进一步增加，还会进一步发生脱碳反应形成透辉石，镁橄榄石等矿物。

由上述变质反应可见，变质岩中每种矿物组合都有特定的稳定区间，当温度，压力条件发生变化，超过一定范围时，就要发生某种变质反应，变成另一种新矿物组合。

三、交 代 作 用

交代作用（metasomatism）是变质过程中，化学活动性流体和固体岩石之间发生的物质置换（交换）作用。其结果不仅形成新矿物，而且使岩石的总体化学成分发生改变。

在强烈的变质作用下，或因岩浆活动而发生变质作用的条件下，不仅H_2O和CO_2是活动组分，而且一般造岩组分如K、Na、Ca、Mg、Fe、Si、Al等元素也相对活动起来，形成含有上述元素的化学活动性流体。当以H_2O及CO_2为主的流体在岩石中渗透或扩散时，常和岩石中某些矿物发生化学反应，把其中某些组分溶解、带出；同时又把溶液中的某些组分带入沉淀在原有矿物之中，使其化学成分发生改变，形成新矿物。比如含Na^+浓度较高的流体溶液，在一定条件下，可和岩石中的钾长石发生反应，把其中的K^+溶解并带出，与此同时，溶液中的Na^+则逐步取代钾长石中K^+的位置，而形成钠长石。其定性反应式如下：



$$Na^+ + KAlSi_3O_5 \rightarrow NaAlSi_3O_8 + K^+$$

（带入）（钾长石）（钠长石）（带出）

相反，含K^+浓度较高的溶液，也可和钠长石起化学反应，K^+取代Na^+而形成钾长石。在交代反应中，究竟哪些组分能取代（带入），哪些组分被取代（带出），主要决定于这些组分在当时溶液中的含量。溶液中不饱和的组分，易从原有矿物中被溶解取代出来，而过饱和的组分则易于置换带入，形成新矿物。

交代作用是在开放系统中进行的，和重组合作用截然不同，在岩石被交代变质的前后，其化学组分发生了明显变化。

第四节　变质作用类型

变质作用发生的地质条件是极其复杂多样的，一般根据变质作用发生的地质背景和物理化学条件，把它分为四种主要类型：

一、接触变质作用

接触变质作用（contact metamorphism）是指岩浆侵入围岩而引起围岩的变质的作用。通常规模不大、分布也较局限，主要在侵入体与围岩的接触带附近发生，所以，一般发生在地下较浅的（约几公里）低压高温环境中。岩浆的温度及其析出的挥发性组分，是促使岩石变质的主要因素。根据变质因素和特征不同，可有不同类型。

1. 热接触变质作用　热接触变质作用（contact thermalmetamorphism）指岩浆侵入围岩后，因岩浆高温的影响使围岩发生重结晶和重组合的变质作用。温度是热接触变质作用的主要因素，在岩体温度影响下，围岩产生吸热反应，发生重组合及重结晶作用，形成新的矿物组合及结构，构造的变化。挥发性流体在变质过程中一般只起催化作用，岩石在变质前后化学成分基本不变。这种变质作用，在岩体周围往往形成一个以岩体为中心的环带状接触变质带（图17—3）。离侵入体越近，变质作用越强，远离侵入体则减弱直至完全没有变质现象。接触变质带的宽度和形态，显然和岩浆侵入体的成分、温度和大小有

关。一般来说，酸性及碱性的岩枝和岩株等，因析出挥发分较多，易于热量的传递，因而往往形成较宽广的接触变质带。相反，基性侵入体虽然岩浆温度较高，但因析出挥发分较少，接触变质现象反而不明显，有时只能形成较窄的接触变质带。此外，接触变质带的宽度和形态，还受围岩成分、结构、构造，以及岩体形态和接触面产状的控制。

最常见的热接触变质岩是泥质岩石变成的各种角岩；石灰岩变成的各种大理岩；石英砂岩变质而成的石英岩等。

2. 接触交代变质作用　岩浆侵入围岩，除因温度升高引起热变质作用外，从岩浆中析出的挥发性组分，在一定（深度等）条件下还可大量聚集起来，成为化学活动性的气-热流体，在接触带附近，由于这种流体的溶解和搬运作用，可使围岩及岩体边部的岩浆岩，发生交代变质现象。这种由于岩浆中挥发分加入使接触带内外的岩浆岩和围岩发生明显交代，而使化学成分发生变化的变质作用，称接触交代变质作用（contact metasomatism）。原岩在变质过程中有物质组分的带出和带入，变质前后化学成分发生较大变化。最有利于接触交代变质作用发生的条件，是花岗闪长岩等中酸性侵入体与石灰岩等碳酸盐类岩石相接触。在接触交代过程中，对碳酸盐围岩来说，带出的是CO_2及CaO，带入

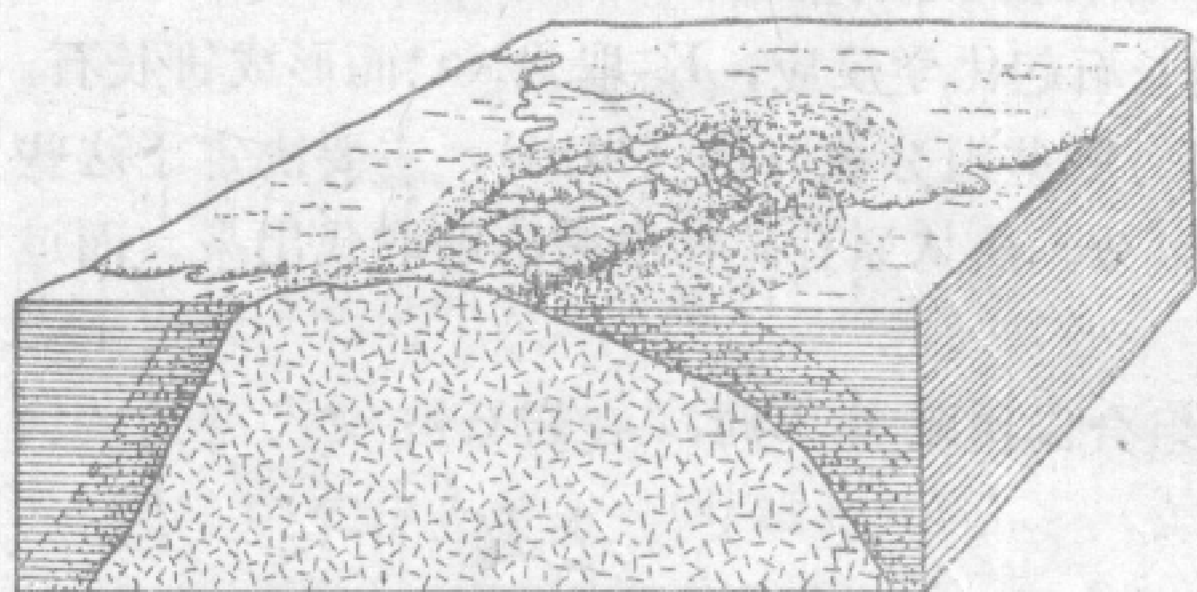


图 17—3　花岗岩侵入围岩的接触变质带
（引自 C、R、Longwell等，《Outlines of physical Geology》）

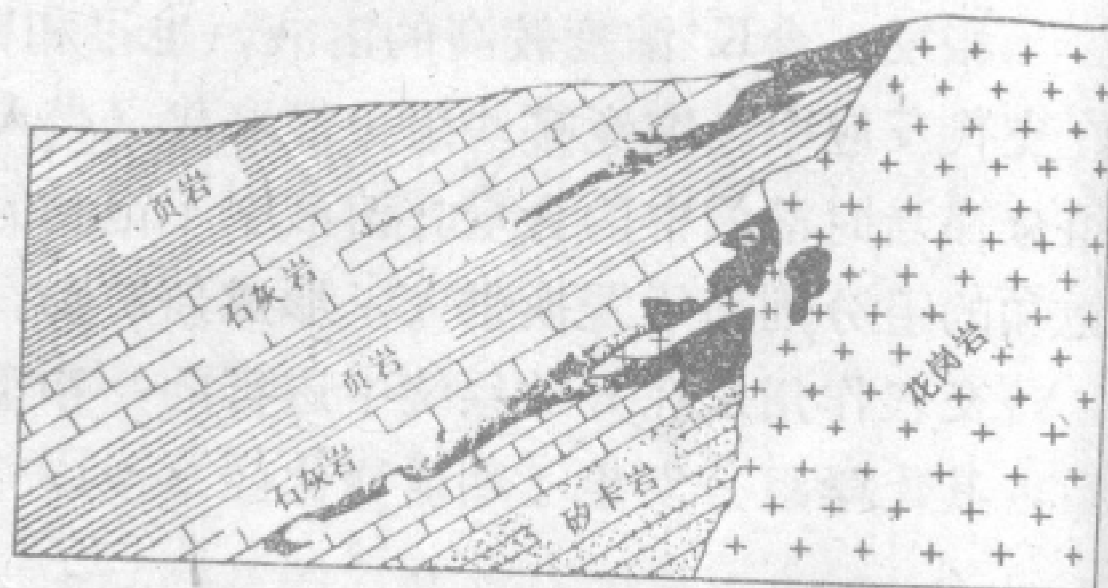


图 17—4　矽卡岩产状示意图
（黑色部分为矿体）

的是FeO及SiO_2、Al_2O_3等；对中酸性岩体来说，带出的是碱金属及SiO_2，带入的是CaO结果形成以钙镁质辉石、石榴石为主要矿物的接触交代变质岩，一般称为夕卡岩（skarn）。并且经常伴有磁铁矿及有色金属矿物的沉淀，形成夕卡岩型矿床（图17—4）。

上述两种变质作用都是与岩浆侵入作用有关的接触变质作用，它们经常相伴而生，出现在同一地区的不同部位。

二、动力变质作用

动力（碎裂）变质作用（dynamic metamorphism）是指地壳运动所产生的构造应力使岩石发生的破碎、变形和重结晶等的作用。这种变质作用，主要发生在构造变动强烈的断裂带附近。特别在一些经过强烈挤压的构造带最为明显。因此，动力变质岩常沿断裂带呈狭长的带状分布，其规模大小不一，与断裂构造的规模和性质有关。

由于动力变质作用的主要因素是构造应力，因此，变质过程中岩石的力学变形占主导地位，包括使岩石发生破碎、粉碎、粒化、糜棱化及塑性变形等。其结果是形成各种构造角砾岩、碎裂岩、糜棱岩等。同时，由于部分应力转化而来的摩擦热能的作用，以及沿断裂破碎带进行循环活动的水溶液的影响，碎裂变质岩常可发生硅化，并形成一些变质矿

物，如绿泥石、绿帘石、方解石、滑石等。在定向压力作用下，岩石碎粒可被压扁拉长，片状矿物也可定向排列，从而形成片理化带。

三、区域变质作用

区域变质作用（regional metamorphism）是指岩石变质范围很广，规模异常巨大的变质作用。它所形成的变质岩，常呈大面积分布，长数百或数千公里，宽数十或数百公里。区域变质作用，是在地壳活动带中进行的深部地质作用过程，同时也是一个漫长的作用过程。在一般情况下，区域变质作用的发生，总是与构造运动及岩浆活动有一定的联系，所以，又称为造山变质作用。区域性的地热流增高，是发生区域变质作用的主要因素，其特点是原岩在温度、压力及化学活动性流体的促使下，普遍发生重结晶和重组合作用，并发生片理化及柔性变形，形成结晶片岩。但是，区域变质作用发生的温度、压力范围很宽，可以有低温低压、低温高压、高温低压和高温高压等多种组合类型，其情况极为复杂，并随着所处构造部位及地质环境而异。

区域变质岩一般以片理发育为特征。因原岩化学成分不同和变质程度不同可形成不同类型的区域变质岩。例如各种泥质岩石以富Al_2O_3、K_2O为特征，变质时随着温度升高可依次出现绢云母、白云母、黑云母等；并可出现红柱石、石榴石等高铝矿物；显示出明显的片理；形成各种板岩、千枚岩、云母片岩等。砂岩、粉砂岩等一般长英质岩石，因含有相当数量的长石或泥质，变质时可产生一定数量的白云母，显示较弱的片理，并形成石英千枚岩、云母石英片岩、长英质片麻岩等。较纯的石英砂岩和石灰岩，变质后分别形成石英岩和大理岩。玄武岩等基性火山岩，或铁质白云质泥灰岩，在低温变质时可产生绿泥石、阳起石、绿帘石等绿色矿物，并形成绿色片岩；温度较高时，则产生普通角闪石，形成斜长角闪岩；温度更高时则形成含有辉石的片麻岩等。

四、混合岩化作用

区域变质作用进一步发展，特别在高温作用下，岩石发生局部熔融，并形成酸性熔体（主要是花岗质成分），同时因地下深部分泌出富含钾、钠、硅的热液；这些溶液相互交叉混合，并与已形成的变质岩发生化学反应，形成新的岩石。原岩由高度变质作用的形成的岩石和局部熔融的岩石（多半是花岗岩）相互交插混合的作用，称混合岩化作用（meimatization）。混合岩的最大特点是由原变质岩基体和新生的长英质脉体两大组分构成。而且随着混合岩化作用的增强，其中的长英质脉体越来越多。在混合岩化较弱的情况下，新生的长英质脉体占次要地位。（15—50%），基体和脉体之间界线清晰，脉体常呈细脉状与基体的片理平行和相间排列，呈条带状构造，称条带状混合岩；脉体有时也可呈眼球状及不规则状，称眼球状混合岩和角砾状混合岩等。在混合岩化进一步增强的情况下，长英质脉体含量可超过基体（>50%），此时，由于交代作用强烈，脉体和基体之间已无明显差别和界线，残留的变质岩基体，往往只剩下某些不易变化的暗色矿物残余，显示原变质岩的片理化，整个岩石呈片麻状构造，则称为混合片麻岩。在混合岩化作用最强烈的地段，由于新生长英质矿物的大量增加，和强烈的交代作用，可形成混合花岗岩，其矿物成分已和岩浆结晶的花岗岩或花岗闪长岩相当，但其内部往往还保留有原变质岩的残留体，其边缘常和其它混合岩及区域变质岩为渐变过渡关系，而无明显边界，因而和岩浆侵入体有一定区

别。

区域性混合岩化作用，是区域变质作用在地热流增高条件下，进一步发展的结果，是变质作用和岩浆作用之间的一种过渡作用。但对混合岩化的成因，特别是对新生长英质的来源和性质，长期以来一直有较大争论。一种认为长英质流体的形成和岩石组分在高温条件下的选择性重熔有关。在区域变质过程中，当温度升高到700℃左右时，岩石中的长石、石英等低熔点矿物，便可首先就地重熔，形成长英质流体，因而发生混合岩化。另一种观点则认为，混合岩是由于深部上升的含H_2O较多并富含K，Na，Si等组分的稀薄熔浆，和区域变质岩石发生交代作用的结果。这种观点是建立在地质观察基础上的，它比较合理地解释了混合岩化过程中普遍发生的交代作用，但对深部熔浆的来源，尚缺乏有力的证据。

除上述四种主要变质作用类型之外，本世纪六十年代以来，尚发现有洋底变质作用，在大西洋、印度洋和洋中脊上。都采集到变质玄武岩和变质辉长岩。这些变质岩大多是非片状或弱片状的，以绿片岩为主，重结晶作用不完全，常保持着原来的岩浆岩结构。洋底变质作用主要发生在洋中脊下部的某一深度上，因为这里的热流值较高。但是形成后因海底扩张而往侧面推移，在中脊处则因断裂活动可使其出露在海底地表。

第五节　变质强度的概念

一、变　质　带

岩石在变质过程中，如果没有交代作用发生，则一定化学成分的原岩，在一定温度、压力条件下，可以形成一定的矿物组合。所以变质岩的矿物成分能反映变质作用的强度及变质过程中温度、压力的情况。在许多变质岩地区，岩石的变质强度，在空间分布上是有规律的。根据变质岩的标志矿物，把变质强度不同的地带划分出来，就称为变质带（metamorphic zone）。

本世纪初，巴洛等人对英国苏格兰高地早古生代的泥质变质岩类，首次根据变质作用强弱所形成的变质矿物为标志，依次划分出绿泥石带—黑云母带—铁铝榴石带—十字石带—蓝晶石带—夕线石带等六个变质带（图17—5）。每个变质带都有不同特征的标志矿物。其中绿泥石带变质程度最低，夕线石带变质程度最高。他们认为，每个带的矿物组合都是在前一带矿物成分的基础上，由于变质程度的加强再次发生变质反应，渐进变质形成的，因此，称为递增变质带。它是区域变质作用变质程度划分的典型模式之一。这种按变质矿物开始出现为标志，划分的递增变质带，无疑对变质作用期间物理化学条件及其变化情况的研究，具有重要的意义。

但是这种递增变质带的形成，究竟是由于温度不断升高，渐进变质的结果，还是由于各变质带本来就处在不同温度压力条件之下同时变质形成的，目前，尚有争议。另外，由于递增变质带的划分是建立在变质泥岩类或变质基性岩类等单一岩性基础上的，况且由于同种变质矿物开始出现的平衡温度，在不同压力条件下并不相同；不同地区同类原岩在化学成分上的差异性，也会使同种矿物开始出现的温度压力条件有所差异等。因而，使不同变质地区各递增变质带所代表的温度、压力条件并不相同，这样变质程度和变质条件的对比工作变得十分复杂，为此进一步提出了变质相的概念。

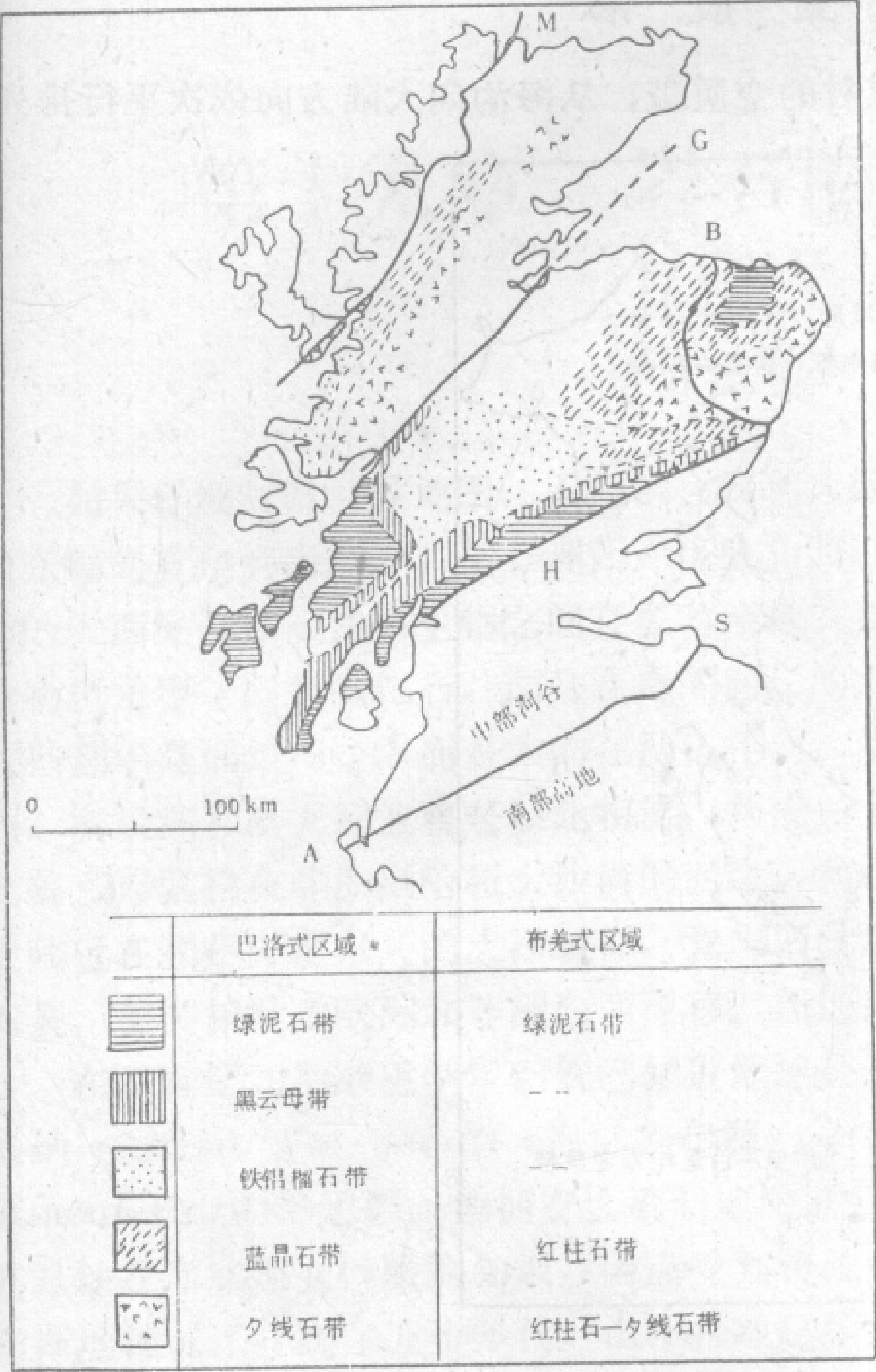


图 17—5 苏格兰高地的递增变质带

（据 M. R. W. Johnson, G. A. Chinner）

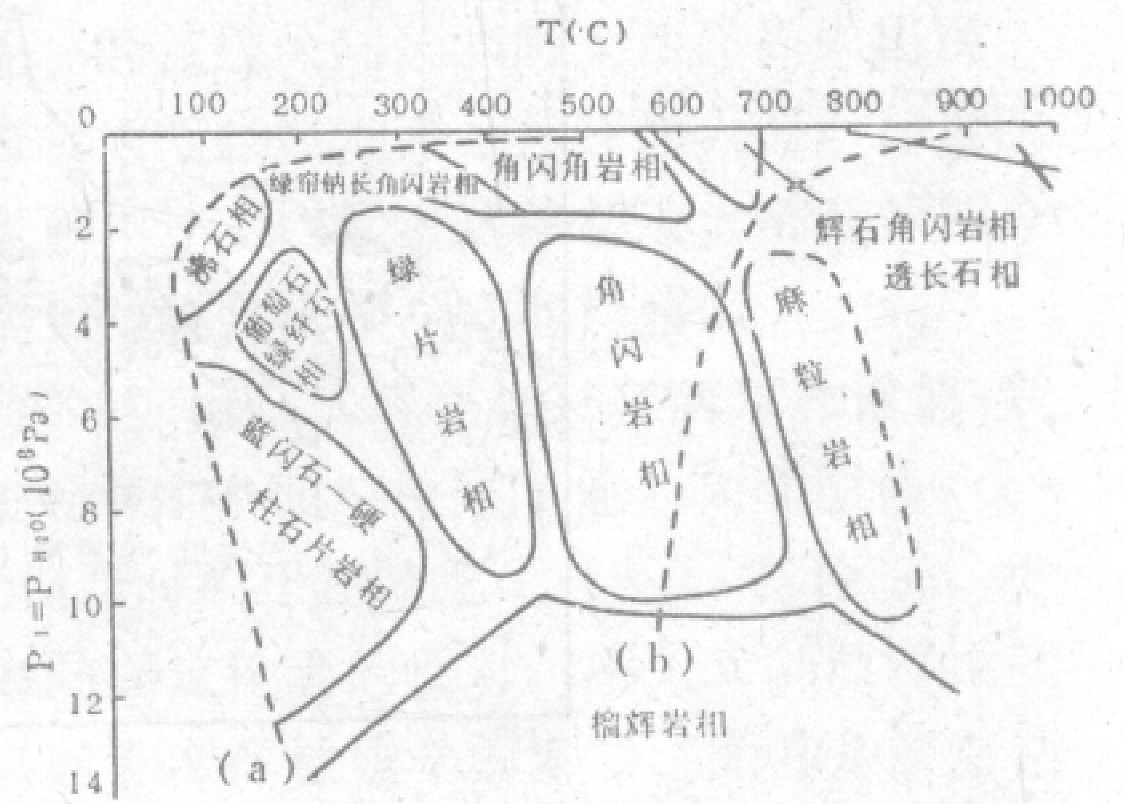


图 17—6 变质相的温度、压力图解

（据 特纳，1968）

二、变 质 相

变质相（metamorphic facies）是指变质过程中，由各种化学成分不同的原岩同时形成的一套矿物组合、及其形成时的物理化学环境。在同一个变质相内，这些不同的原岩都按其化学成分，通过不同的变质反应，形成相应的矿物组合。所以每个变质相都是按照一套特定的矿物组合进行划分的。因此，尽管各地岩性组合可有很大差异，但仍可根据它们之间变质相的异同，进行变质程度和变质条件的对比。

1968年特纳把变质相综合为十一个，其相应的温度、压力范围如图17—6所示。图中最上方横列各项，为接触变质作用常见的变质相，其主要特征是压力较低，温度是主要的变质因素。其余各项都为区域变质相，其温度压力范围较宽，其中以绿片岩相、角闪岩相、麻粒岩相最为常见；沸石相、葡萄石-绿纤石相属于区域变质的最低温度、压力部分；而蓝闪石-硬柱石片岩相及榴辉岩相以高压为特征。实际上，在一个变质地区，由于温度、压力的变化范围较广，因此，往往不只形成一个变质相，而是形成一系列的变质相，存在着变质相的组合，而且这种相组合又和地质环境有密切关系。

三、双 变 质 带

洋壳和陆壳之间的海沟岛弧上发育着成对的变质带，从海沟向大陆方向依次平行排列

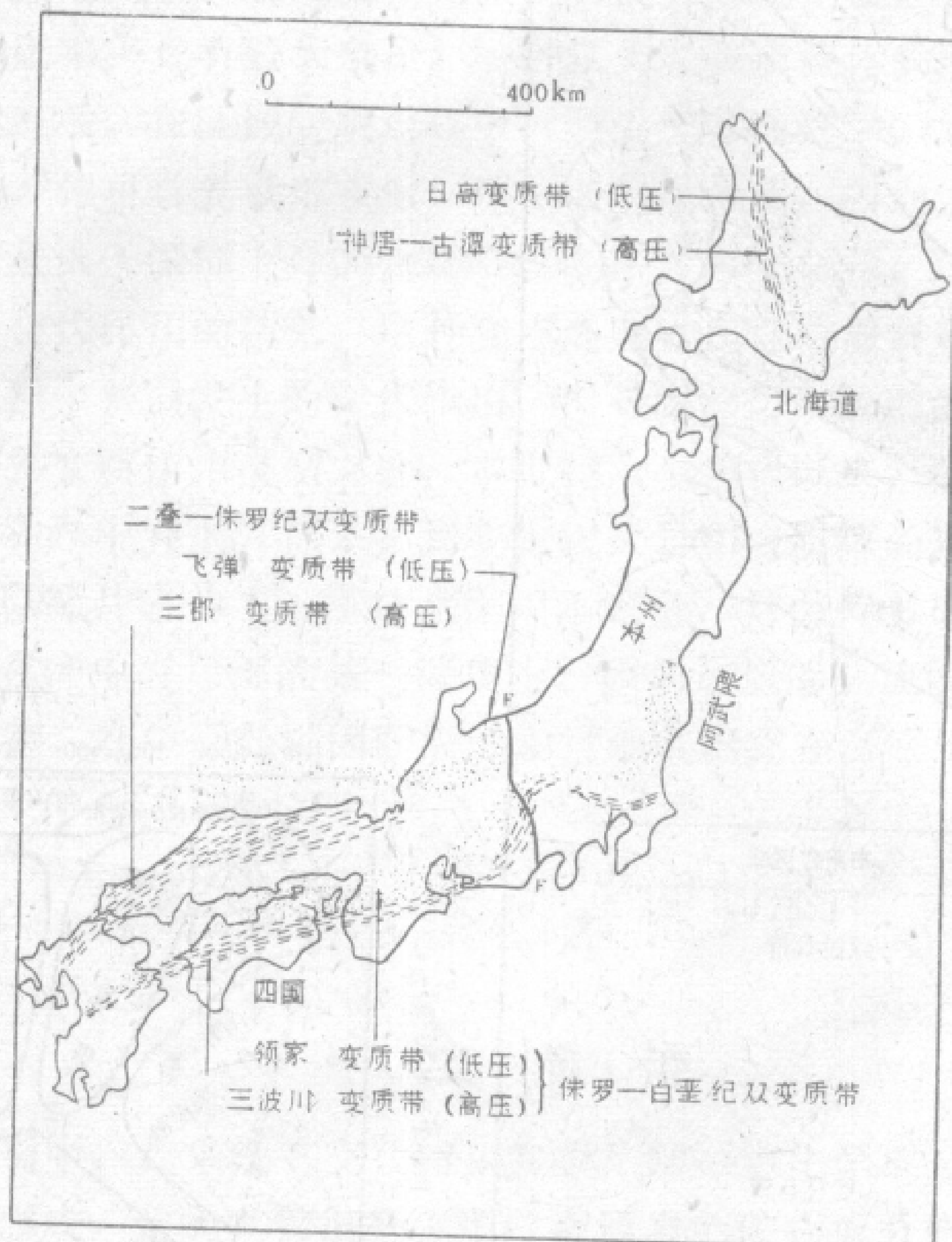


图 17—7 日本的三对区域变质带

（据 都城秋穗，1972.6）

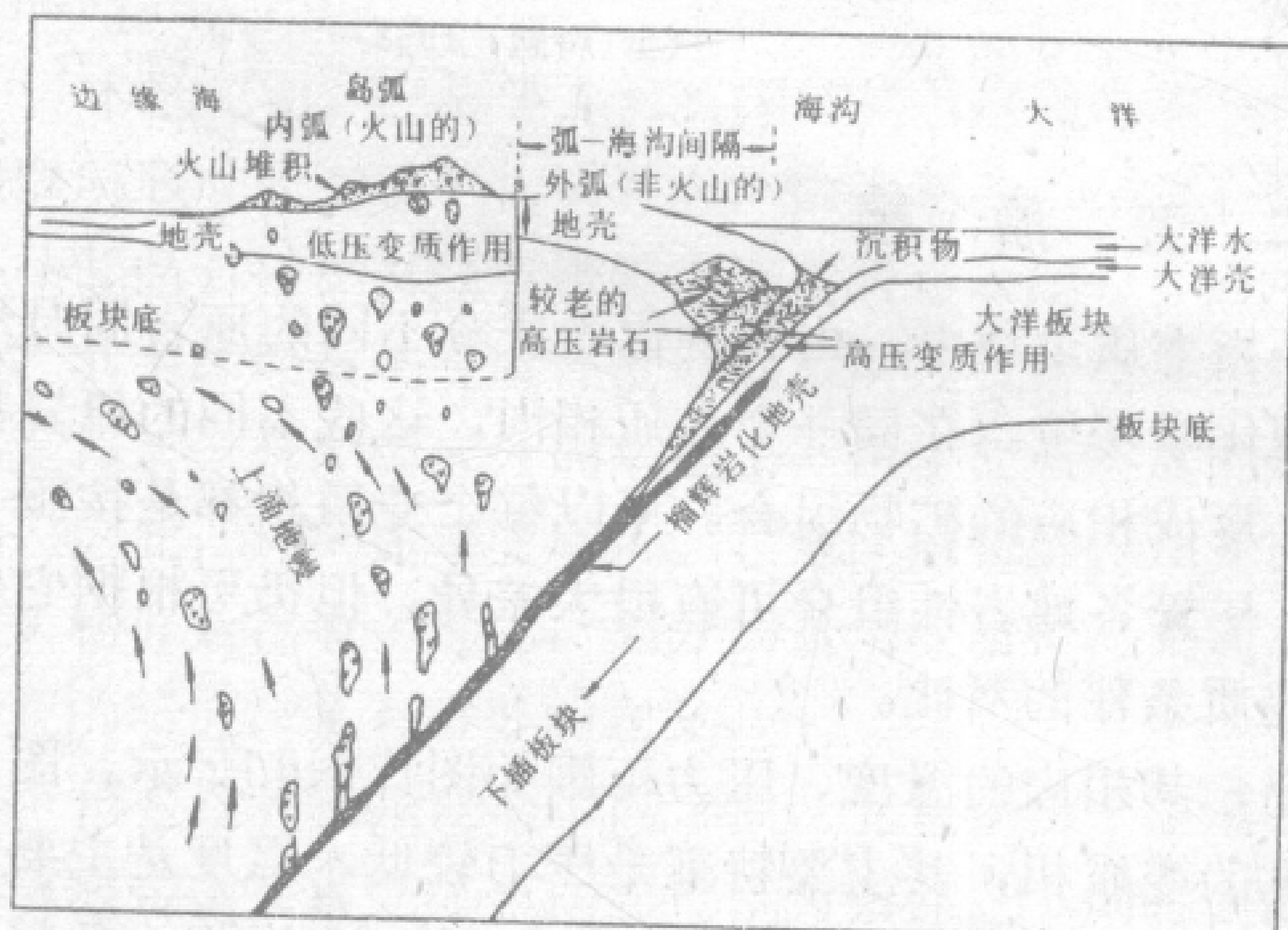


图 17—8 与东北日本弧有关的双变质带示意图

（据 都城秋穗，1972）

着高压型变质带和低压型变质带，两带成对出现，故称双变质带（paired metamorphic zone），如图17—7所示。双带中的高压型变质带，常在大洋一侧，低压型变质带常在大陆一侧，高压型变质带的岩石，以蓝闪石片岩和硬玉质岩石为典型，并伴有蛇绿岩。低压型的变质带则常以富含红柱石、矽线石等的变质泥岩为代表，伴有丰富的安山质火山岩及花岗质深成岩。

关于双变质带的成因，目前一般认为与洋壳板块向岛弧和大陆边缘下部俯冲有关（图17—8），以后将在板块构造一章中再论述。

第十八章　岩石圈板块构造概论

第一节　概　　述

如果仔细观察世界地图，人们就会发现大西洋两岸的轮廓竟如此相互对应，特别是巴西东端的直角突出部分，与非洲西岸呈直角凹进的几内亚湾非常吻合。人们还发现远隔重洋的大西洋两岸，许多生物之间存在着亲缘关系，除了现代生物之外，保存在地层中的古生物也发现了同类的化石。而且在遥隔两岸的大陆对应位置上的地质构造可以相互拼接。这些都不是偶然巧合，而是大约在两亿年前，地球上现有的大陆——欧亚大陆、美洲、非洲、南极洲和澳大利亚曾是彼此相连，构成一个统一的超级大陆。当时大西洋尚未出现，北美东岸紧挨在非洲撒哈拉大沙漠的西缘；我国西藏的南缘，却是一片汪洋大海；印度次大陆远在相距万里以外的大洋彼岸，它与南极洲紧紧相连。以后，这块超级大陆开始四分五裂，美洲相对于欧洲和非洲向西漂移。而印度次大陆脱离南极洲向北漂移。

在本世纪初期地质学家们就已知道地球是活动的这一概念，直至1915年阿尔弗雷德·魏格纳（Alfred Wegener)的《海陆的起源》一书初版中才全面地论述了他的大陆漂移(co-ntinental drift）思想。他拥有大量的地质证据，但当时由于还缺乏足够的科学论证，尤其是缺乏洋底地壳性质的知识，因而受到传统的海陆固定论者的反对，不久大陆漂移说就渐渐地消沉了。到了五十年代，由于古地磁学的兴起和海洋地质学的发展，尤其是深海钻探获得海底沉积物以及对地震、海底断裂、火山等的研究，发现海底在不断地扩张，整个岩石圈是由若干个漂移着的板块组成的。这一发现使偃旗息鼓多年的活动论——大陆漂移学说复兴起来，并导致地球科学的大变革，形成了新的全球构造说——板块构造学说(pla-te tectonics theory）的新理论。

第二节　大陆漂移说

一、早期大陆漂移学说

当第一张精确的世界地图绘制成功不久，首先是地理学家注意到有些大陆，特别是非洲和南美洲大陆正好可以拼合起来，从而开始树立了大陆漂移的思想。但是这种大陆漂移的地壳活动概念，一直没有人认真地考虑过。大陆漂移的概念首先是由一位美国地质学家佛朗克·B·泰勒（Fronk.B.Taylor）在1908年提出的。而最完善解释这个概念的是德国一位年轻的气象学家魏格纳（1915年）。魏格纳的大陆漂移学说，不仅建立在大陆形状的相似方面，并且还根据古气候、古冰川、古生物、以及横跨大陆两侧地质构造的对照等许多方面的证据。

魏格纳假设在1.8亿年前存在着一个超级大陆，称为联合古陆或泛大陆（Pangaea)

（图18—1），从侏罗纪开始，联合古陆分裂开来并各自漂移，现今各大洋和大陆都是经过大陆漂移后形成的。而且还认为北大西洋的张开是在近几百万年内完成的。

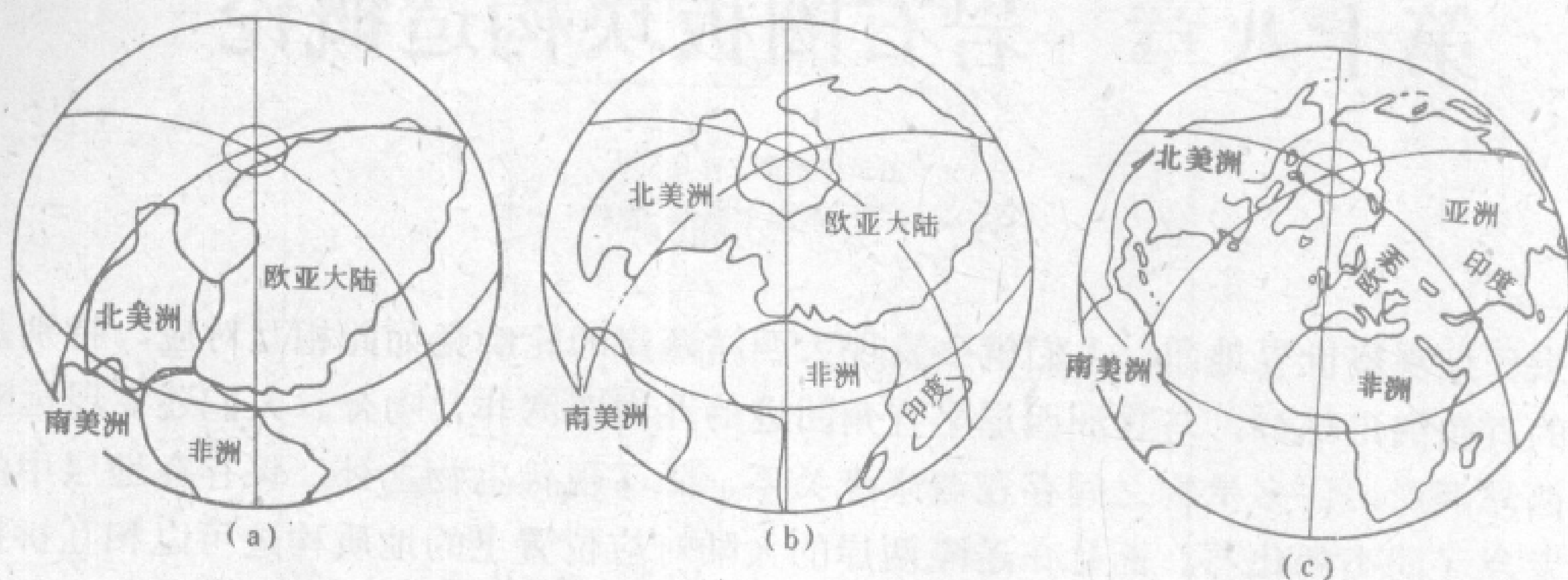


图 18—1 大陆漂移

(a)—200Ma前大陆体形成一超级大陆；(b)—65Ma前；(c)—现在

（据 P.T怀利）

早期的大陆漂移学说提出后，引起了强烈的争论。当时确有一些人热烈赞同魏格纳的主张，并从不同角度进一步论证大陆漂移说。但是另一派属于传统的固定论者，他们认为海陆相对位置在地球历史时期中是固定的，地壳运动主要是垂直升降运动。他们承认海、陆面积有扩大和收缩，但反对海、陆位置可以相对移动。

由于历史条件的限制，当年魏格纳对于地壳内部结构的认识是粗浅的，因此，他不可能对大陆漂移的机制作出准确的解释。另外当时还缺乏海洋地质的资料，致使大陆漂移的假说对很多大陆的地质事件不能作完满的解释，所以三十年代以后大陆漂移学说就逐渐衰落了。

到了五十年代由于古地磁、海洋物探及海洋地质等学科的研究成果，使大陆漂移的证据越来越多，于是大陆漂移学说重又复兴。

二、大陆漂移的证据

从大陆上研究得到的有关大陆漂移的证据，大多数是魏格纳时代已经提出过的，但以后又有了补充和修正。古地磁及海洋方面的证据将在下一节讨论。

（一）大陆的拼合

前面已提到，大西洋两岸的轮廓有惊人的相似性。早期的大陆漂移假说也正是从这一点得到启发，并以此作为主要论据之一的。

魏格纳提出大陆漂移学说中大陆边界的拼合是以海岸线为标准的，但陆壳与洋壳存在着原则性的区别，陆壳边界并不是以海岸线为界，而应以大陆坡的坡脚附近为准。如寻找合适的大陆拼合边界，尚需进行大量的地球物理勘测工作。目前，一般采取大陆坡某一定的等深线进行拼合。E.C.布拉德及其合作者用数学方法来考察大西洋周围大陆边界的拼合位置，他们发现，用位于大陆坡陡峻部分约915m的等深线来拼合效果最好。他们使用计算机方法拼合了南美洲和非洲（图18—2）。按照布拉德的拼合图案，其误差一般不超过

1°，总的均方差为30—90km，只有加勒比海有较大的空缺。另外，尼日尔河口附近重叠误差达270km，这显然是近期尼日尔河口三角洲沉积引起的结果。

除了大西洋两岸以外，还有人用同样的方法研究了南极、澳大利亚、印度、阿拉伯等大陆的拼合。

（二）古生物证据

生物学关于物种起源的单祖论观点认为，相同的生物种是不可能在相隔遥远的两个地区分别独立地形成的，它们必定起源于某一地区，然后直接地或通过第三地区传播到另一地区。目前在远隔大西洋的两岸发现许多相同类型的生物，表明它们之间曾通过某种途经发生过传播和交换。

比如，有一种园庭蜗牛既发现于德国和英国等地，也分布于大西洋对岸的北美洲。在北美洲，园庭蜗牛主要生活在邻近大西洋的一些地方。蜗牛素以步履缓慢著称，它每秒只能爬行1.5mm，即每小时5.4m，相当于人步行速度的千分之一，它是不可能跨过大西洋，从一岸迁移到另一岸的。



图 18—2 大陆边界的拼合
（据 E.C.布拉德等）
（黑色地区表示大陆架的重复）

除了现代生物的分布外，更能说明问题的是保存在地层中的古生物化石。在大西洋两岸找到的某些化石极为相似，如果不考虑这两个大陆曾经相连在一起，是很难解释的。

种子蕨类植物舌羊齿化石在南美洲、南部非洲、澳大利亚、印度以及南极洲（距离南极480km的区域）的岩石中都已找到。这种植物的成熟种子直径为几毫米，根本不可能被风吹过大西洋。因而，相同时代的舌羊齿在南半球各大陆的地层中出现，被认为是大陆漂移的有力证据。

古生代和中生代爬行类的分布为大陆漂移提供了同样有力的论据。因为几种爬行类化石在现在的南部大陆都找到了，例如属于似哺乳动物爬行类的水龙兽属的化石（这是属于二亿多年前的动物），这种生物无疑是陆栖的，它们的化石大量地发现于南美洲、南部非洲和亚洲地区❶。1969年一个美国考察队在南极洲离南极650km地方的相同时代的地层中找到这种生物的化石。所以，在南半球的各大洲都找到了这个种类的成员。很清楚，这种爬行动物是不可能游泳越过大西洋和印度洋的，只能认为这些大陆以往必定有过某种联系的。又如最近在南极洲的南部找到了三块含有热带海洋中才有的20种动物残骸化石的标本，年龄约6亿年，这证明，南极洲当时离赤道不远。以后经历了漂移才到达现今位置。

关于各大陆古生物化石的相似性，另一种设想是：当时，在大洋中存在过象现在中美洲那样的一系列陆地或岛屿。它们当时是联系大洋两岸的桥梁，生物是从这些桥梁上越过

---

❶ 前几年在我国新疆的三叠纪地层中也找到过水龙兽化石。

去的，这就是所谓的“陆桥”说。到后来这些起桥梁作用的陆地因为地壳运动而沉没消失了，两边的大陆才完全被大洋隔开。但是根据大洋洋底的调查，以及地球物理资料表明，并未存在过这种沉没了的“陆桥”。

（三）地质构造方面的证据

有许多地质构造在非洲大陆的海岸突然中断，而在大西洋对岸大陆的海岸重新出现（图18—3）。例如，位于非洲最南端好望角的东西向的开普山脉的地质构造，在海岸线附近突然终断，但却可与南美的布宜诺斯艾利斯的低山相接，这是一条二叠纪的褶皱山系。两处山地中的泥盆纪海相砂岩层、含有化石的页岩层以及冰川砾岩层都可以相互对比。巨大的非洲片麻岩高原和巴西的片麻岩高原遥相对应。而两个大陆金伯利岩岩管（金刚石的母岩）的相似性给人极为深刻的印象。横亘美国东部的阿帕拉契亚褶皱山脉，以北东向走向延伸至纽芬兰，中止于大西洋岸，但又重新出现于爱尔兰和不列颠。如果把大西洋两岸的大陆对合在一起，不仅在地形轮廓上，而且在岩石类型和地质构造上也可以对合起来。这种对合就好象把撕碎了的报纸再拼合起来一样（图18—4）。不仅其参差不齐的边缘可以对合起来，而且它的每行字迹也可以联结起来形成一整张报纸。在这个比喻中，两个大陆的地质构造和岩石类型就相当于每一行印刷的文字。

（四）冰川证据

古生代晚期（约3亿年前）在南半球各大陆的大部分地区都普遍发生过冰川作用。这次冰川作用所遗留下来的堆积物及冰川痕迹是极易辨认的，冰川底下的基岩上，由于冰川移动所留下的擦痕与沟槽，表明了冰川流动的方向（图18—5）。这些确凿的冰川遗迹，广

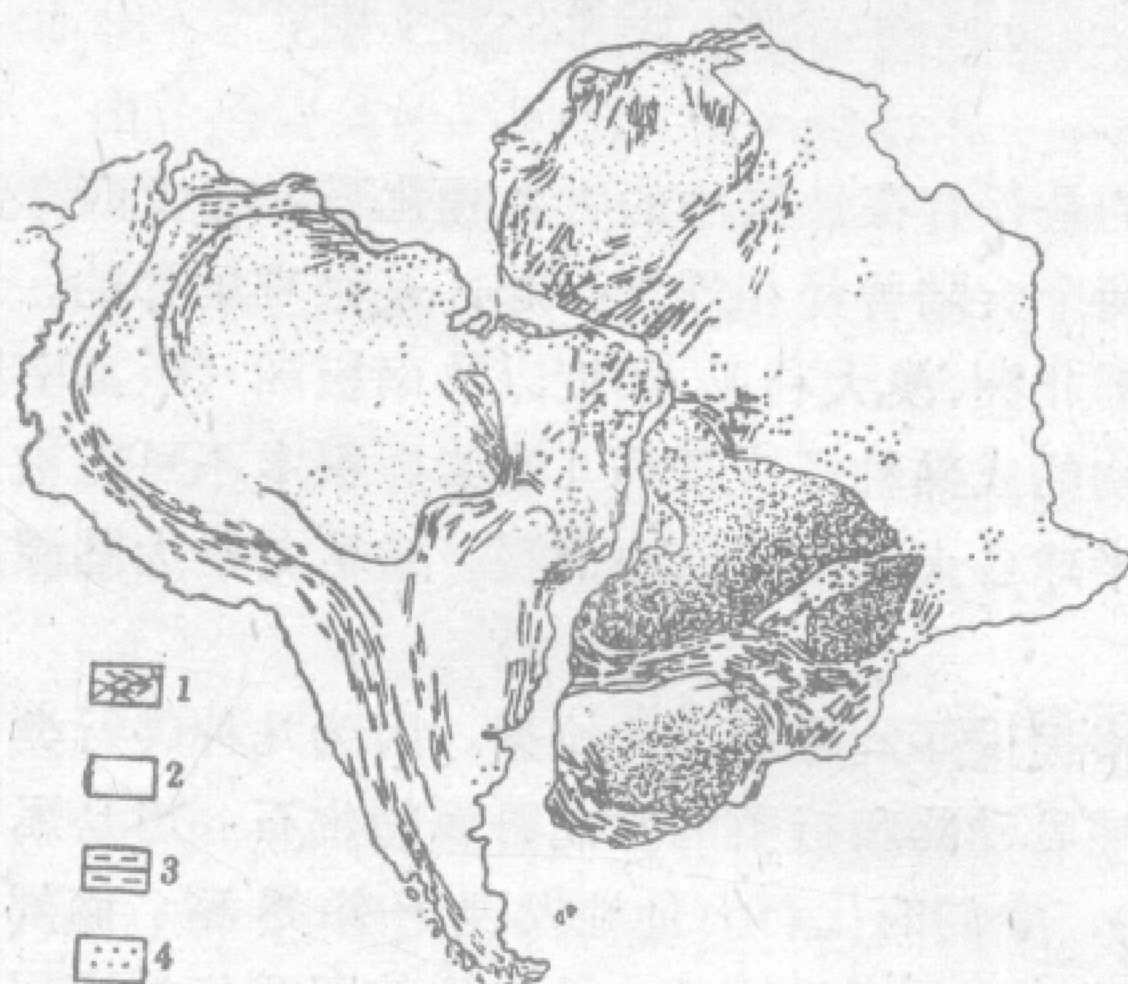


图 18—3　南美洲和非洲岩石和构造的拼合

1—>20亿年变质岩及火成岩地盾；2—年轻岩层；3—褶皱轴等构造走向（450—650Ma之前）；4—放射性测定的绝对年龄地点

（据 W.K.汉布林）

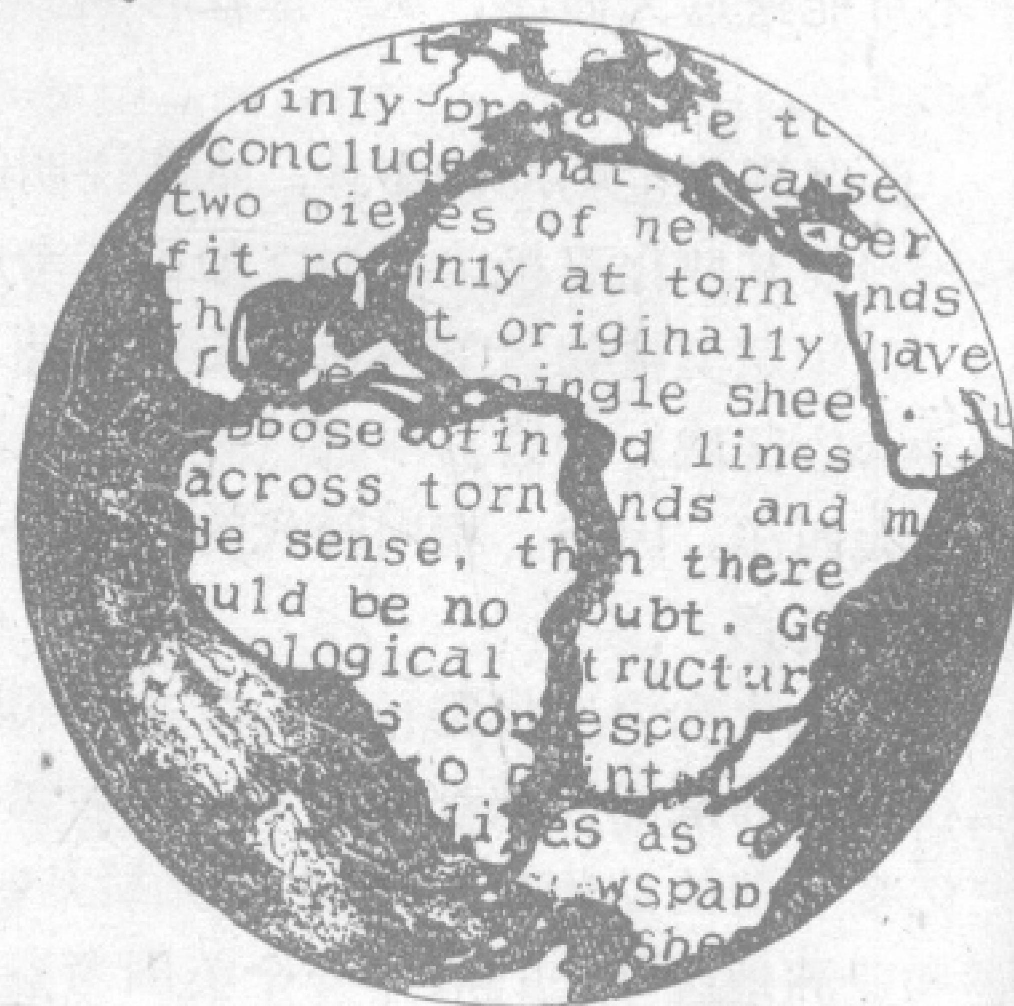


图 18—4　大陆的拼合，好象撕碎的报纸外形和文字都可以拼合

（据 W.K.汉布林）

泛地分布于现在的南美洲、非洲、澳大利亚南部和印度半岛（以后在南极洲也有发现）。这些地方除了南极洲现在仍为冰川覆盖之外，其它地方目前都处在热带和温带。另一方面，北半球各大陆并没有见到这个时期的冰川遗迹。而植物化石表明这些地区当时却是热带气

候。这些事实都很难用固定的大陆和气候的纬度分带加以解释。

有人解释这些冰川是属于山岳冰川，因山岳冰川发育于高山地区，可以散布于远离两极的地方。但这些冰川分布面积之广，冰水沉积物厚度之大，决不是山岳冰川所能形成的。这样，唯一合理的解释，只能是大陆漂移说了。

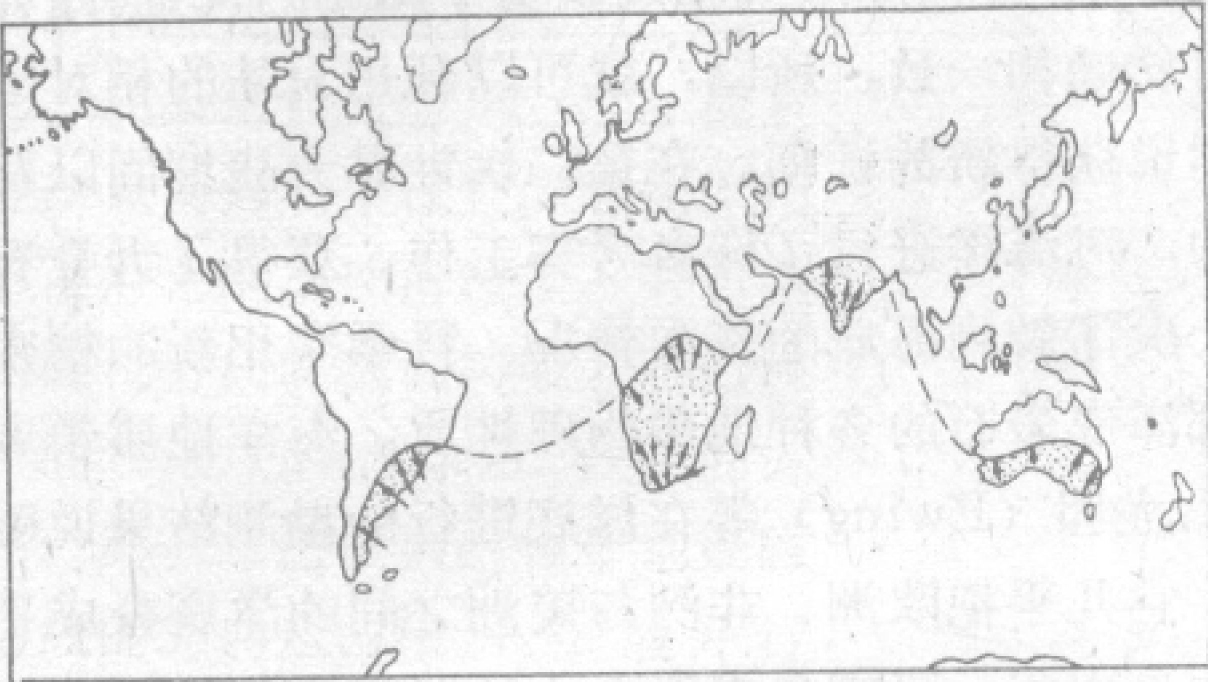


图 18—5　晚古生代南半球的冰川堆积物
（据 W.K.汉布林）
（箭头指冰川移动的方向）

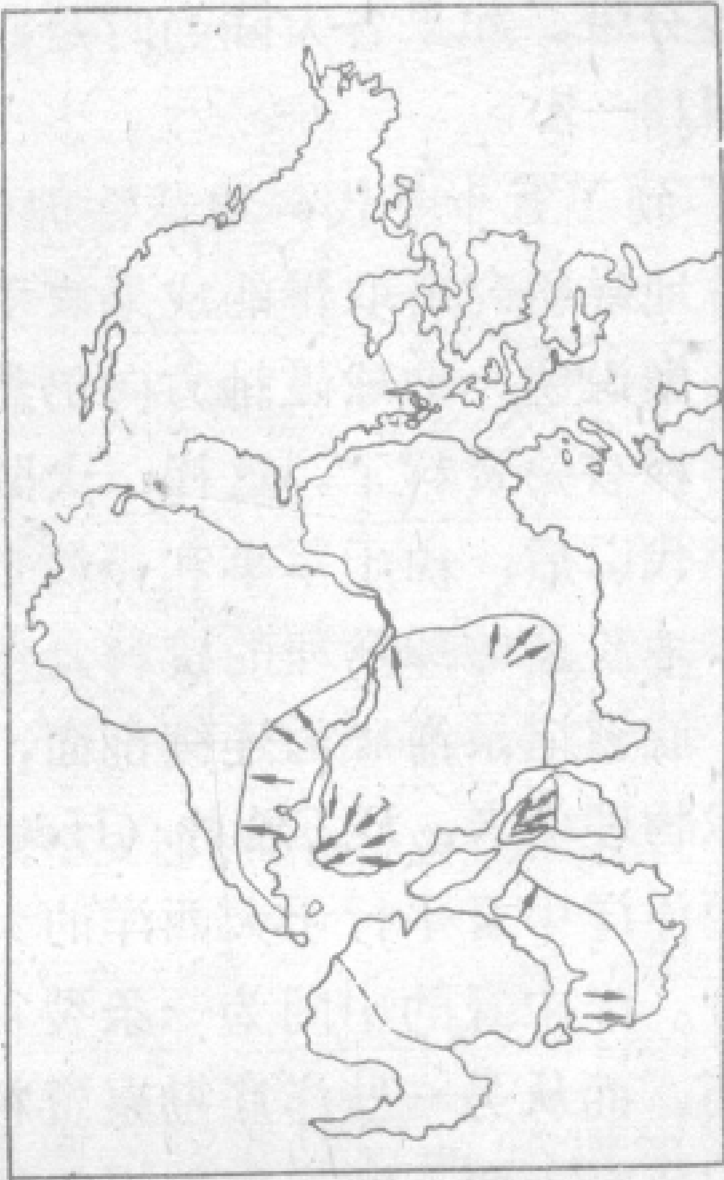


图 18—6　大陆未漂移前，
晚古生代冰川分布的位置
（据 W.K.汉布林）

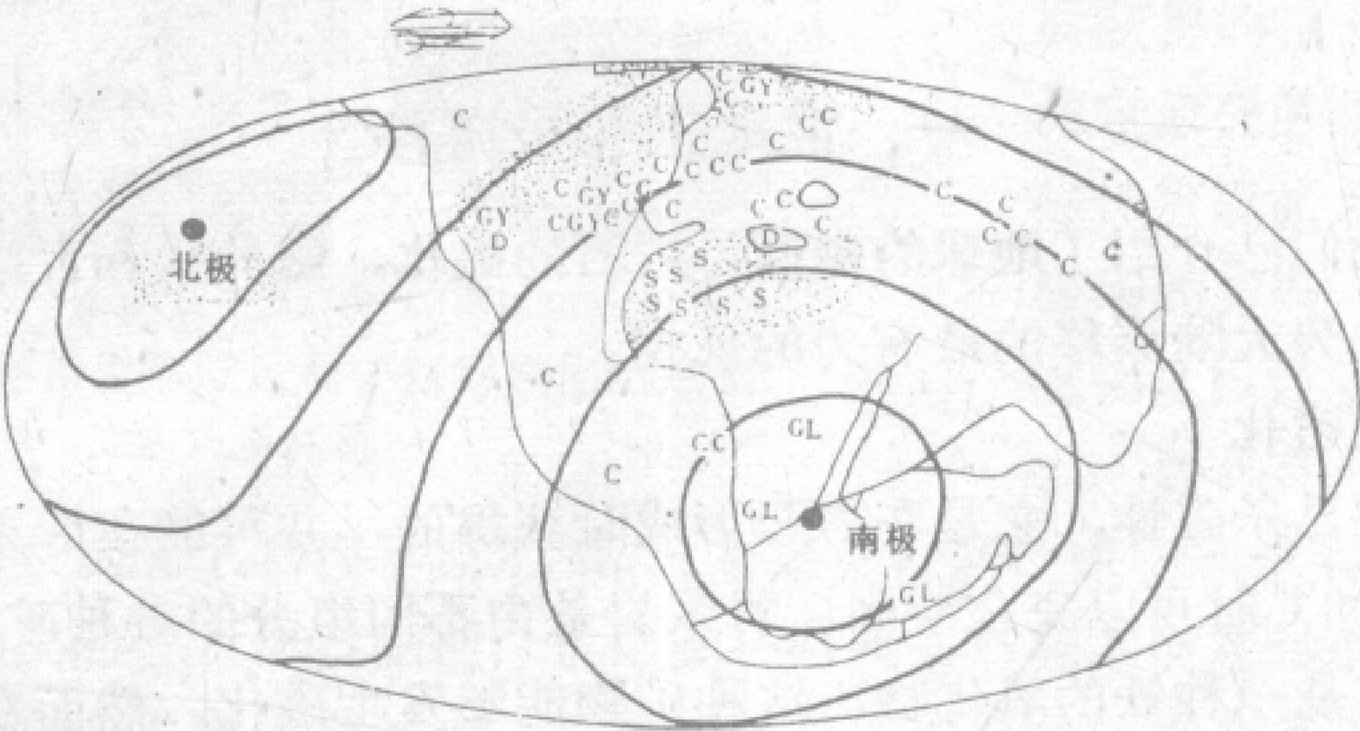


图 18—7　大陆漂移的古气候证据
（据 W.K.汉布林）
C—煤层；D—沙漠；S—岩盐风成砂（有黑点处）；G—石膏；GL—冰碛物

按照魏格纳的主张，二亿年前各个大陆曾经组合在一起（图18—6）。当时各大陆大致以南非为中心靠拢在一起。根据冰川遗迹，南美、印度和澳大利亚的古冰川散布于大陆的近海岸地区，冰川运动是从岸外指向内陆的，反映古冰川不是源于本地区。当时冰川的中心位于南非，所以南美、印度和澳大利亚的冰川运动方向，自然就表现为由岸外向着内陆了。而欧、亚、北美的许多地区在当时远离两极，所以那里没有冰川的痕迹。这样来解释古生代晚期的冰川是较合理的。冰川作用的分布特点是大陆漂移的有力证据。许多南半球的地质学家是拥护这一说法的，因为他们亲眼看到了证据。

（五）古气候证据

一些显著的气候变迁的证据，也有利于大陆漂移的理论。例如，南极洲的大量煤炭沉积表明，现在这个几乎完全为冰川覆盖的地区曾经是大量植物繁茂的地方。其他一些大陆上的岩盐和风成砂岩沉积，也提供了古气候的特征标志，根据这些沉积物可以恢复以往的气候分带。如果各大陆当时是联结在一起的，这种气候分带现象便可以容易地得到解释了（图18—7）。

到了五十年代，地球物理学家P.M.S.布莱克特（Blackett）和S.K.朗肯（Runcorn）对古地磁研究所取得的成果表明，地磁极相对于各大陆来说已经改变了原先的位置。因为已有证据说明，地球磁轴方向仍然与地球自转轴相一致，所以，就可以利用大陆的相对运动来解释有关资料了。这样，大陆漂移的学说获得新的证据。在第二次世界大战期间以及五十年代以后，由于军事和寻找资源等目的，对海洋进行了许多考察工作，获得了大量有关海洋地质及地球物理的资料，使人类第一次了解到海底的基本情况。科学家用新的精密仪器，能够记录海底的连续剖面，测量深部洋底岩石的各种地球物理性质。海洋地质学者和地球物理学者，B。C希曾（Heejen）和M.尤因（Ewing）等在洋底进行的勘测结果说明，大西洋洋中脊平行于大西洋的大陆边界，它几乎把欧洲、非洲与美洲之间的洋底分成了二等分。洋中脊的中间为一条裂谷性质的中央山谷，可能代表联合古陆破裂和分离所产生的痕迹。而从另一些洋底勘察资料来看，海洋盆地是地球表面比较年轻的部分。而且在断陷了的洋脊下面不断发生地幔物质的上涌。这些观点形成了海底扩张的概念。

第三节　古地磁和海底扩张的概念

一、古地磁和极游移

在第一章中我们已介绍了地球的磁性，岩石的磁化，磁异常和古地磁的概念。近年来古地磁的资料已成为大陆漂移的最有力的证据。

（一）岩石的磁化

所有的岩石都显示磁性，它是在岩石形成时获得的，并可能在后来有所变更。溢出地面的熔岩大约在900℃时可以完全凝固。岩浆岩是由不同组分的各种矿物组成的。在它们中间有磁铁矿，这是一种铁的氧化物，这种矿物能够发生磁化。然而在高温下由于组成磁铁矿的原子活动性大，振动量大，这些原子的定向是杂乱的。在这样的情况下，矿物就不能被地球磁场所磁化。温度进一步降低，可利用的热能较少，原子振动量减小，矿物内部的原子开始按照磁力线的方向互相平行地排列起来。一旦它们排列好了，当温度继续下降时，原子要通过振动而摆脱这种定向方式就变得困难了。当温度降到大约500°—450℃时原子按磁力线方向的排列就固定了，这样岩石就获得了极性与当时地球磁场一致的磁性。这种磁性称为化石磁性或天然剩余磁性。

岩石内的原子排列被固定后，它所获得的磁化是永久性的，是稳定的。如果再要使原子团发生振动，离开它们定向的位置，使岩石丧失磁性则需要加热到一定的温度（一般这个温度叫居里温度，约400—700℃左右）。岩石获得磁性的过程可用图18—8来表示。

沉积岩的磁化，是矿物或碎屑在沉积过程中形成的。经一系列外力作用后，从陆地搬

运到海中的各种碎屑物质，其中有许多铁磁性物质在历史上某一较早阶段中已发生过磁化。当这些颗粒降落到沉积物表面时，它们就按照当时的地球磁场方向定向排列，经固结压实成为沉积岩时，地球的磁场方向就被记录下来了（图18—9）。

由于岩石的化石磁性具有较大的稳定性，如果通过适当的方法把岩石在形成以后获得的一些磁性消除掉，就可以把岩石的化石磁性测定出来。

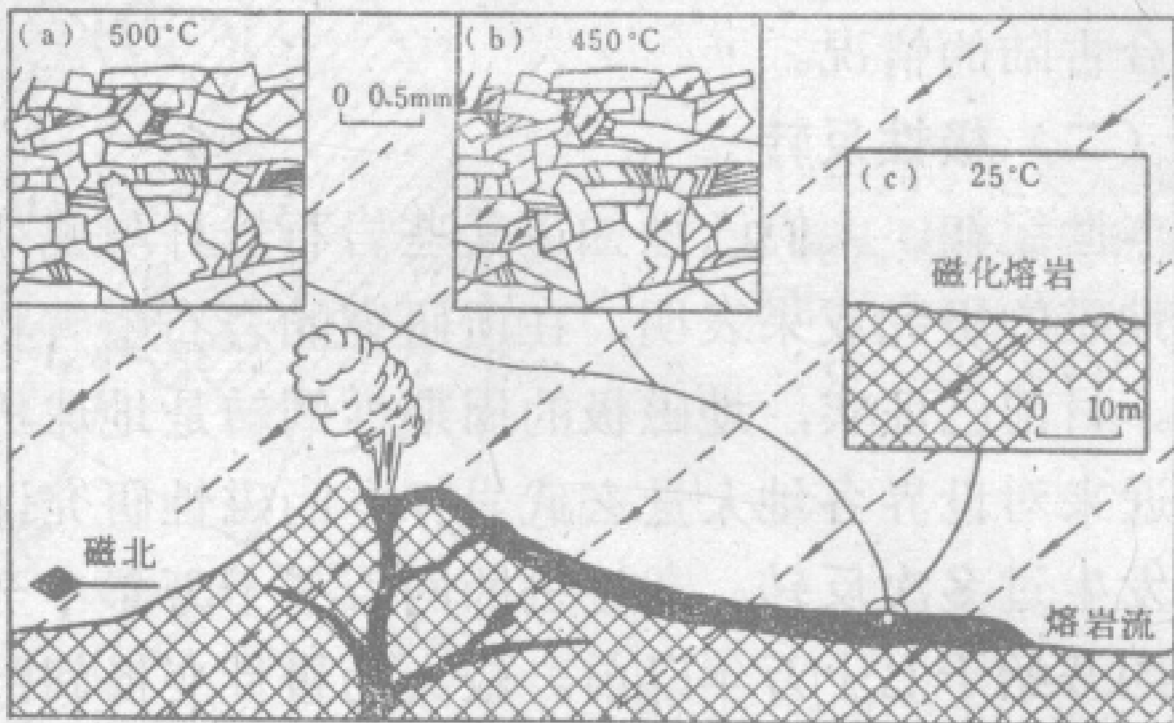


图 18—8 岩浆岩形成过程中获得磁化示意图

（据 P.J.怀利）

(a)—熔岩凝固后，仍保持炽热状态，矿物未发生磁化；(b)—岩石冷却至450℃矿物按地球磁场方向磁化；(c)—岩石总体发生磁化

化石磁性具有较大的稳定性，只要岩石中保存的磁化作用不被后来的事件所改变，岩石中的磁化方向就都保持着岩石形成时间和地点的地球磁力线的方向。第一章已谈到，每个地点磁力线的方向是与磁子午线平行的，并指向南北磁极。而磁倾角的等值线是相当有规律的，等倾角线几乎与纬线平行。倾角从赤道附近的0°增加到磁北（南）极的90°。如果化石磁性被后来形成的磁场干扰了，则可以通过适当的方法把岩石形成以后获得的一些磁性排除掉，就可测定原先的化石磁性，这种化石磁性可以指示岩石生成时期古地磁场的方向，并算出当时的古地磁纬度以及古地磁极的位置。

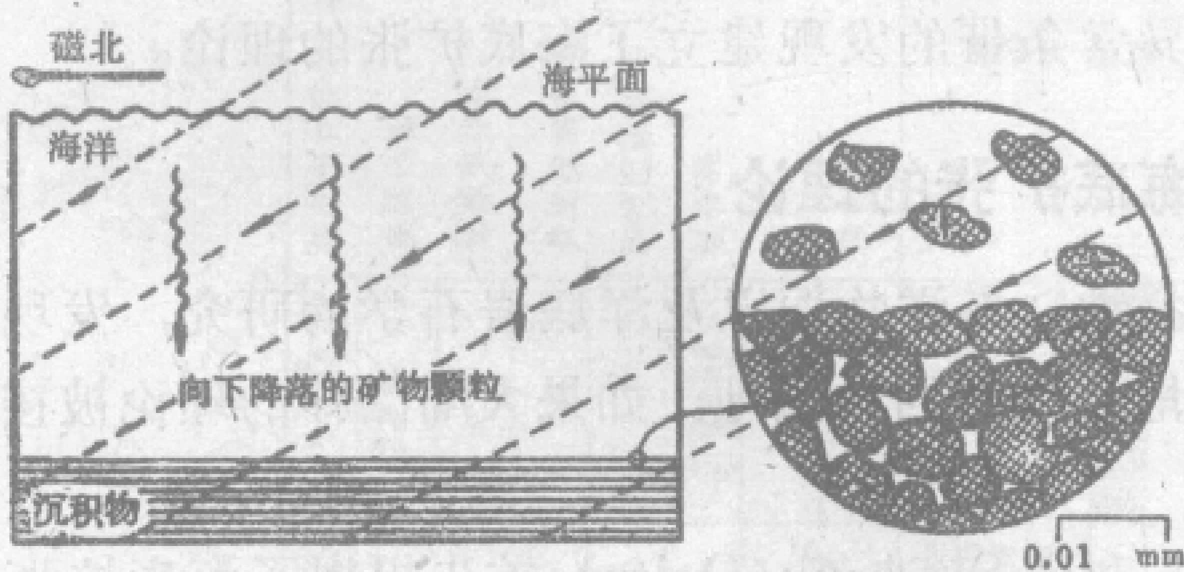


图 18—9 沉积岩形成过程中获得磁化示意图

（据 P.J.怀利）

古地磁研究在本世纪五十年代时曾盛极一时。英国著名物理学家P.M.S.布莱克特和地球物理学家S.K.朗肯领导的研究小组，测定了大批的岩石化石磁性，求出某一时代岩石标本所在地的古纬度以及相应的古地磁极的位置。它们发现测得的古纬度往往与目前所处的纬度有很大的差别。例如他们测定英格兰三叠纪红层古地磁时发现，地磁场方向离开现代地理北极约30°，它的磁倾角在三叠纪时为30°，现在则为65°。这一点证明古磁极与英格兰之间彼此曾相对地移动过。关于地磁极在地质历史时期是否发生过移动问题，学者们作了多方面的研究，对从世界各地收集到的岩石标本（年龄从2千万年以来）进行了化石磁性测定结果表明，古地磁极位置和地理极的位置并非完全重合。地磁极是围绕地理极作周期性移动的，但两者相距不远，古地磁极的平均位置几乎是和地理极重合的。因此，可以这样认为，地磁极和地理极的位置可能一直是接近一致的。有了地磁极与地理极相一致的前提，地球物理学家运用古地磁方法测定结果表明，英格兰从三叠纪以来古地磁场方向曾旋转了30°。而磁倾角的改变则用纬度的改变来解释，即英格兰三叠纪以来曾向北迁移，这就为大陆漂移提供了重要的证据。

根据不同大陆岩石的化石磁性测定得出各不相同的古地磁极的迁移轨迹。图18—10是古地磁学者测出的欧洲和美洲大陆古地磁极的游移轨迹。图中可见，北美洲的极移曲线位于欧洲极移曲线之西，如果把美洲大陆向东转动经度60°，它们的极移曲线就近于重合，这时北美大陆几乎与欧洲大陆相拼合，其间就没有大西洋了，这就恢复了大陆漂移说所提出的联合古陆的情况。

（二）极性反转

本世纪初，人们已经知道某些岩石恰好与现今磁场相反的方向发生磁化。五十年代以来古地磁的研究成果表明，在所研究的岩石中有将近一半是正向磁化，而另一半则是反向磁化。目前已证实，地磁极的周期性倒转是地球历史的一个基本特征。

近来对世界各地大量玄武岩标本的磁性研究证明，在近七千到八千万年之中，地球的磁场发生过多次反转。在过去的四百五十万年中至少发生过九次反转。目前的“正常”极性大约开始于七十万年以前。较大的极性变换间距（大约相隔一百万年）叫极性期，一般以对地磁学研究有贡献的学者来命名。如布容正向期，松山反向期等。较短的持续间距叫极性事件。事件则以最早采集过地磁岩石标本的地名命名。极性期和极性事件在地球的广大面积的许多地区都曾发生过。磁性反转的顺序也被编成资料并测定过它的绝对年龄，这样对近四百万年的磁性反转已经建立了可靠的年表（图18—11），而且推算了七千六百万年以来至少有171次反转的次序。

古地磁研究的成果，尤其是海底磁异常条带的发现建立了海底扩张的理论。

二、海底扩张的理论

六十年代以来人们开始热衷于海洋盆地、海洋物探以及洋底岩石学的研究，发现并证实了大洋中脊和海沟是地球上许多重大地质事件的发源地。如果大陆漂移的理论被接收，则很多事件是源自洋脊的。

六十年代初期，H.H.赫斯（Hess）和R.S.迪茨（Deitz）首先提出了海底扩张（sea floor spreading）的假说，认为一些洋底山脉标志着对流体的上升地点。地幔物质从大洋中脊或大陆裂谷上涌，向两旁溢流并推开旧有的洋底物质，对流物质不断上涌逐渐向两侧对称地扩张，形成新的洋底。大陆地壳与洋底是粘合在一起的，并随着洋底的扩张一起运动，当运行到海沟处，便向下俯冲，插入地幔，重新被熔融，成为一个巨大的循环运动（图18—12）。

海底磁异常条带和大洋沉积物特征，海底大规模的转换断层等都有力地证实了海底扩张的理论。

（一）海底磁异常带

海洋地球物理探测表明，大洋磁异常的显著特点，是正负磁异常沿大洋中脊两侧呈条带状的相间排列（图18—13）。

1963年英国剑桥大学的F.瓦因（Fred Vine）和D.H.马修斯（Matthews）对磁异常条带作了新的解释。他们认为海底磁异常条带不是由磁化强弱不均引起的，而是在地磁场转向的背景下，海底不断新生、不断扩张所造成的。地幔物质向上涌，主要为玄武岩浆沿洋中脊形成一个新的地壳条带，当它冷凝至居里点温度以下时，便沿当时磁场方向被磁化。随着地幔物质不断涌出，早先形成的地壳条带便从中脊被推开，海底进行了扩张，新的洋

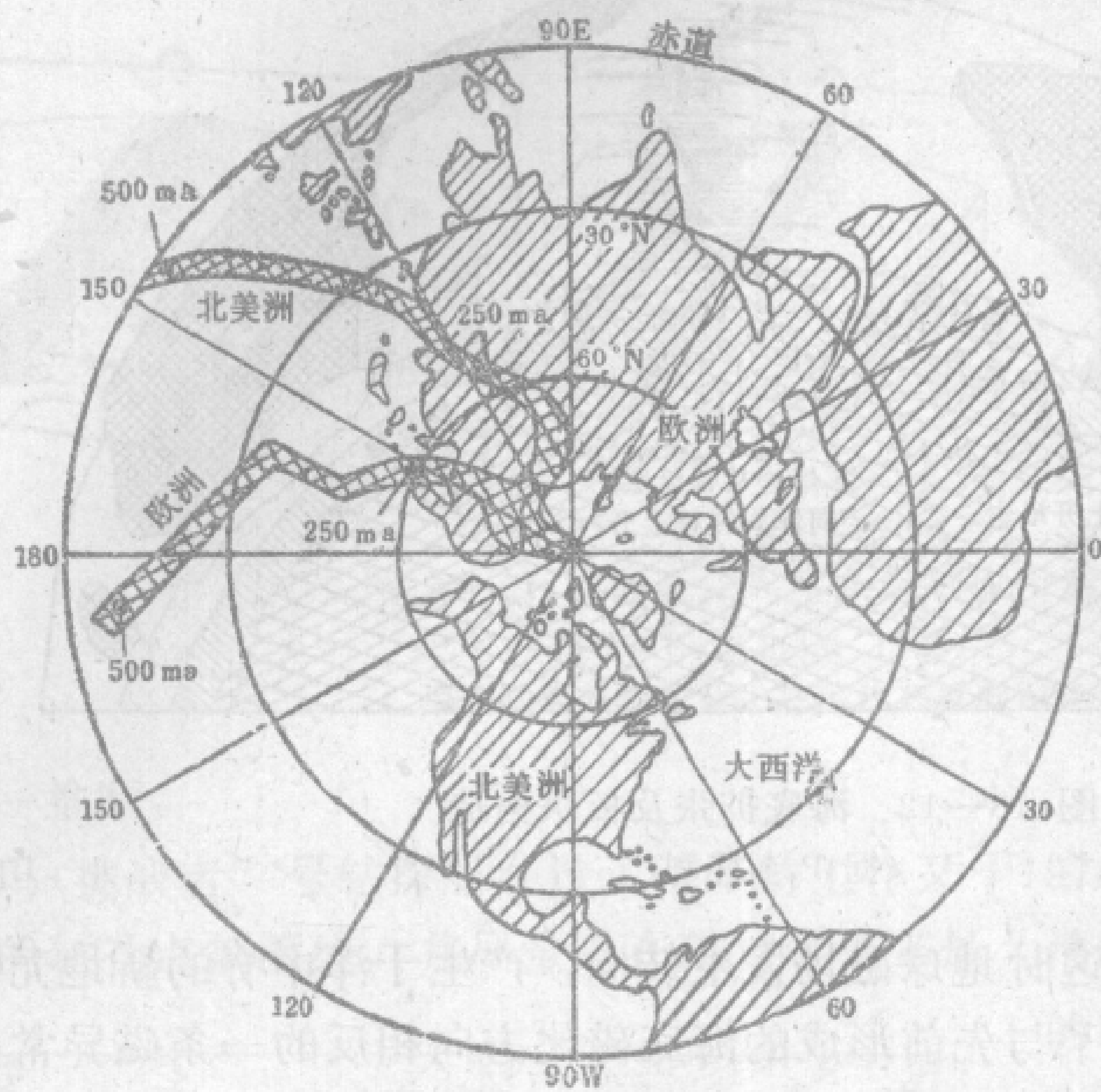


图 18—10 北美大陆和欧洲大陆极游移轨迹
（引自 F. Press和R. Siever《Ear h》，1978）

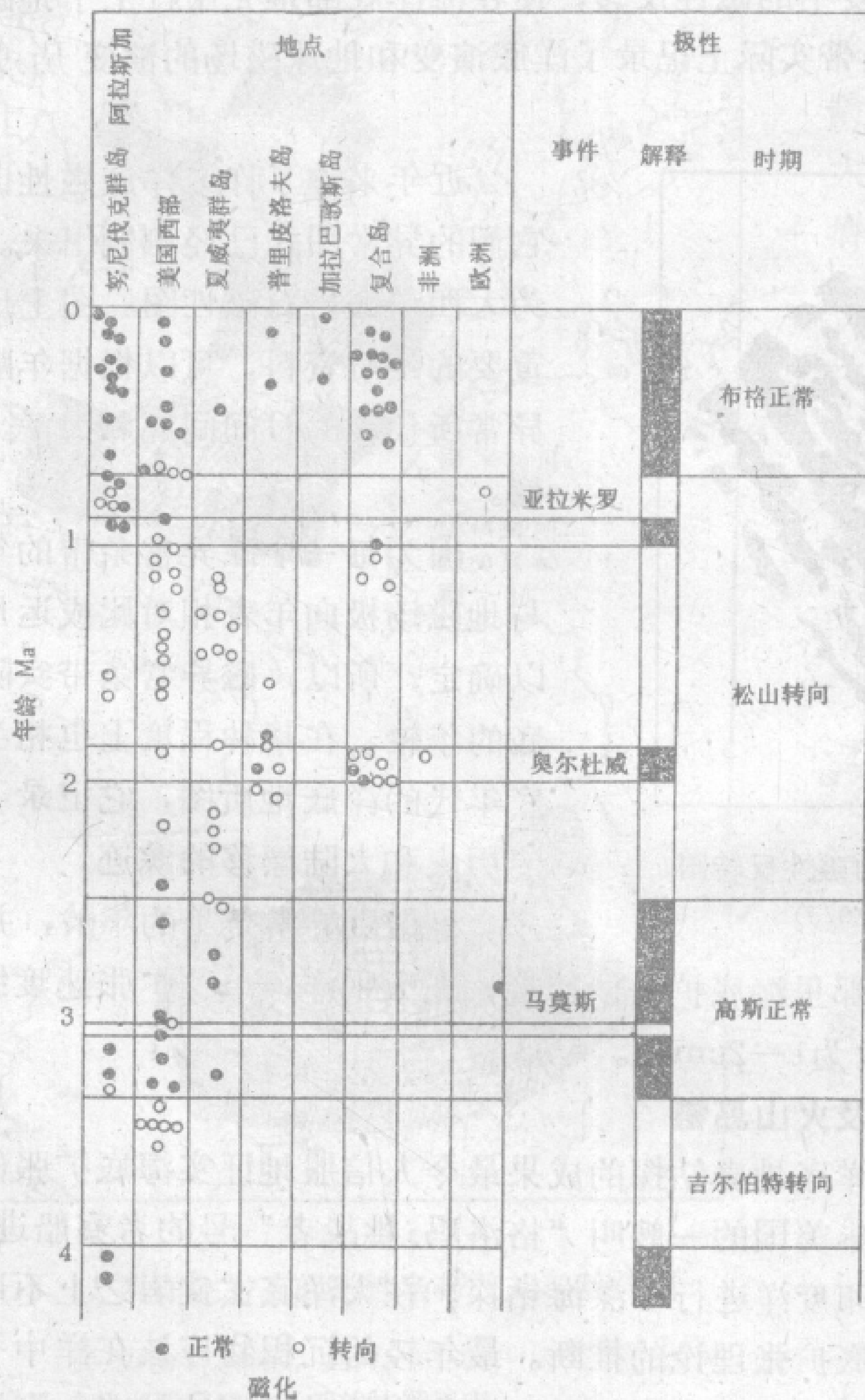


图 18—11 不同大陆上熔岩磁化的年龄和方向及相应的极性时期和事件
（据 奥普戴克等，1967）

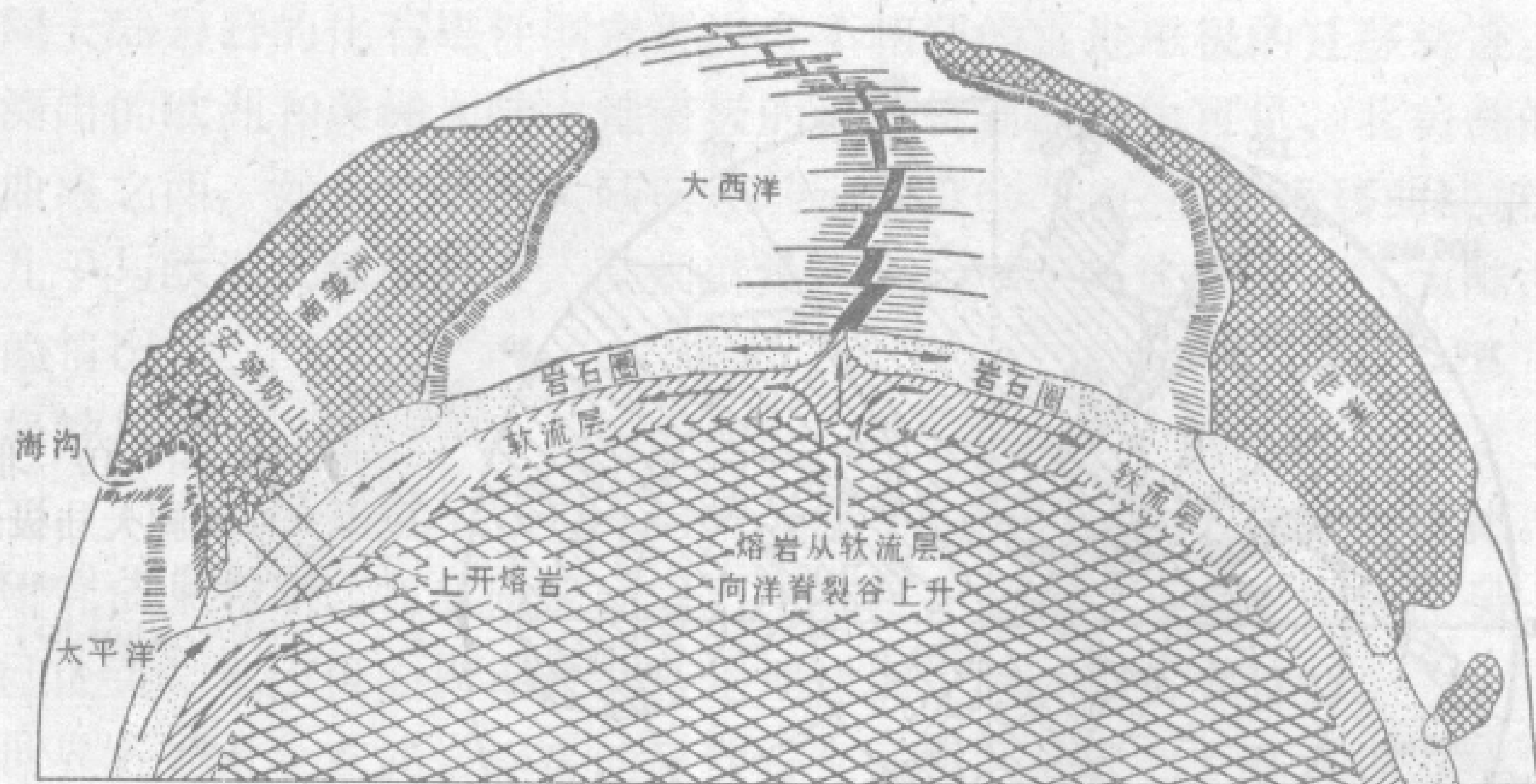


图 18—12 海底扩张及板块构造

（据 P.J.怀利）

壳占据了它原来的位置。如果这时地球磁场发生转向，产生于洋中脊的新地壳便具有相反方向的地磁极性，这样就形成了与先前形成的海底磁化方向相反的一条磁异常条带。照此方式，演化和全球范围内相继发生的磁性反转，便在海洋底部地壳中打上了地磁条带的烙印（图18—14）。海底磁异常条带实际上记录了洋底演变和地球磁场的演变 历 史，是海底扩张的有力证据。

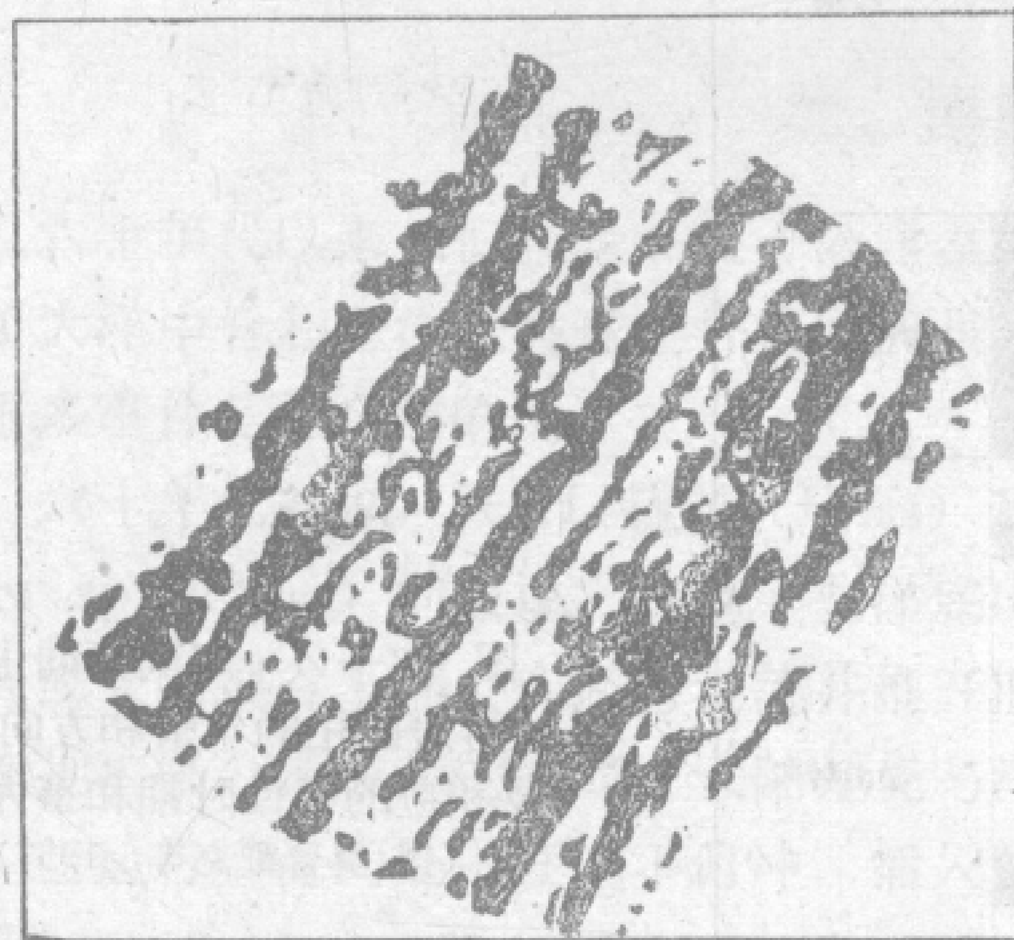


图 18—13 冰岛南面跨越洋中脊的磁性反转图

（据 W.K.汉布林，1975）

近年来作了许多洋底磁性调查工作，它们的异常图式已经测制出来。图18—15为大西洋底岩石磁性图。图上反映了一个重要的地质资料，可以根据年龄资料测定异常所代表的时间间隔和海 底 扩 张 的速度。

因为每一个磁异常条带的年龄都可以与地磁场极向年表相对比或运用外推法加以确定，所以，磁异常条带实际上成了海底的年轮。在某种程度上也相当于标志洋底年代的洋底地质图，它记录了洋底扩张的历史和大陆漂移的踪迹。

根据磁异常条带的年龄，并测出它离开洋脊轴的距离，就可以算出那里海底扩张的速度，在太平洋，单侧扩张速度约3—6cm/a；在大西洋和印度洋，大多数为1—2cm/a。

（二）大西洋洋底沉积物及火山岛链

在许多证据中，以最近对洋底地壳钻探的成果最令人信服地证实海底扩张的理论。

海底钻探计划开始于1968年美国的一艘叫“格洛玛·挑战者”号的考察船进行的工作。它曾分别到太平洋、大西洋、印度洋进行了深海钻探。在大洋底玄武岩之上不连续地沉积着一层薄薄的沉积物，按照海底扩张理论的推断。最年轻的沉积物应该在洋中脊的地方，因为那里是最新地壳形成的地方。离开中脊越远，沉积物的时代应该越老。海洋钻探的结

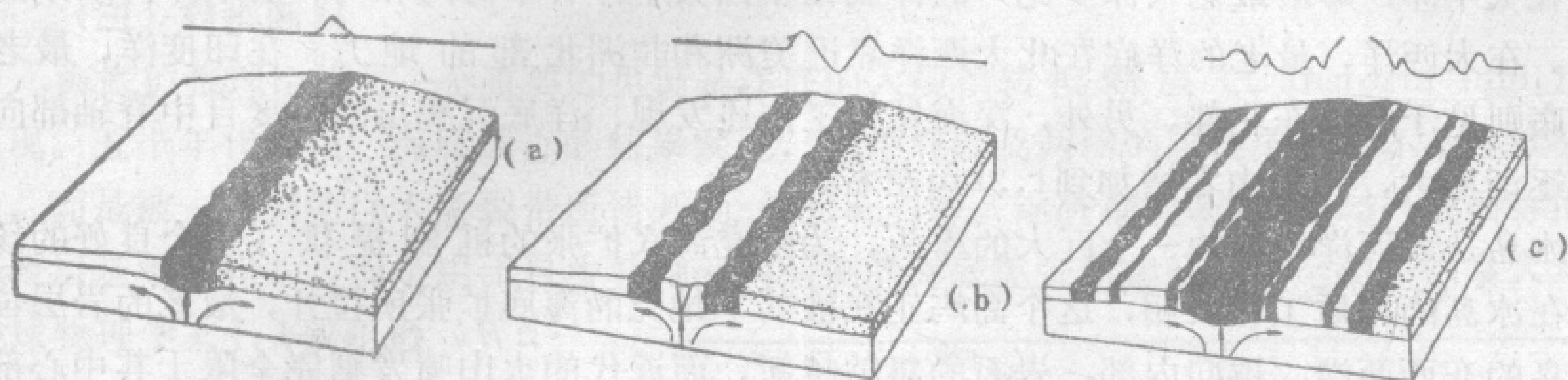


图 18—14　海底磁异常条带形成示意图
(据 W.K.汉布林，1975)
黑色代表正向磁化；白色代表反向磁化

果确证了这一推断。

"格洛玛·挑战者"号钻探船经过了两年的工作又于1970年在南大西洋布置了垂直于大西洋中脊的钻孔点剖面线，并尽量选在磁异常条带最为清晰的地方（图 18—16）。钻探的结果令人信服地看到，覆盖在玄武岩基底上的最老沉积物的年龄，与磁异常条带预测得出的年龄几乎一致。洋底地壳的年龄以大洋中脊为对称轴，向远离洋中脊的两边有规律地增加。根据这个数字计算，这里的洋底曾以2cm/a的扩张速度扩张。

在洋底各地钻孔采得的沉积层以及下部基底的玄武岩，测得它们的年龄都小于 160Ma（相当

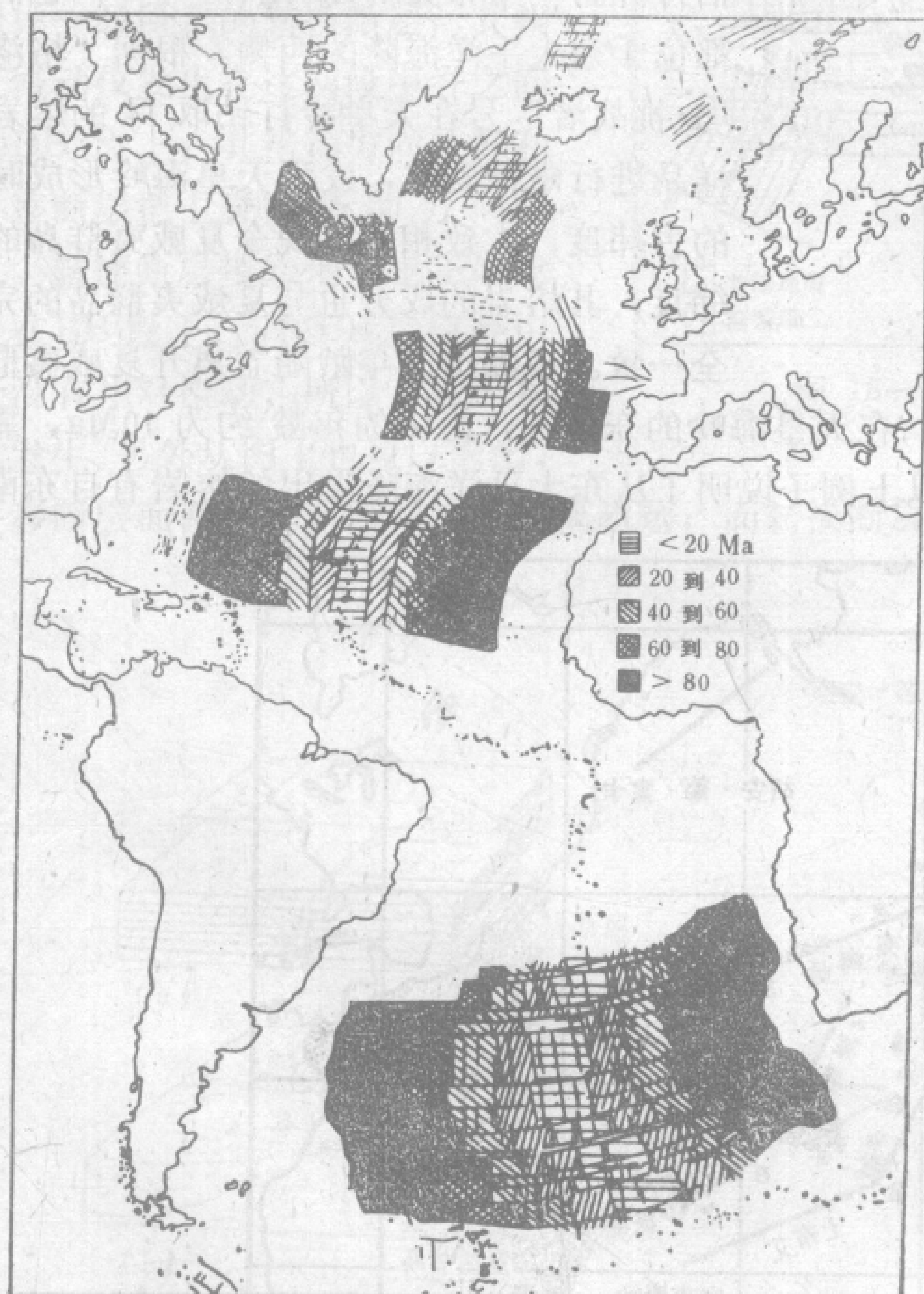


图 18—15　大西洋底岩石的磁性条带及其年龄简图
(据 W.K.汉布林，1975)
黑色小点为大西洋中脊峰部的地震震中

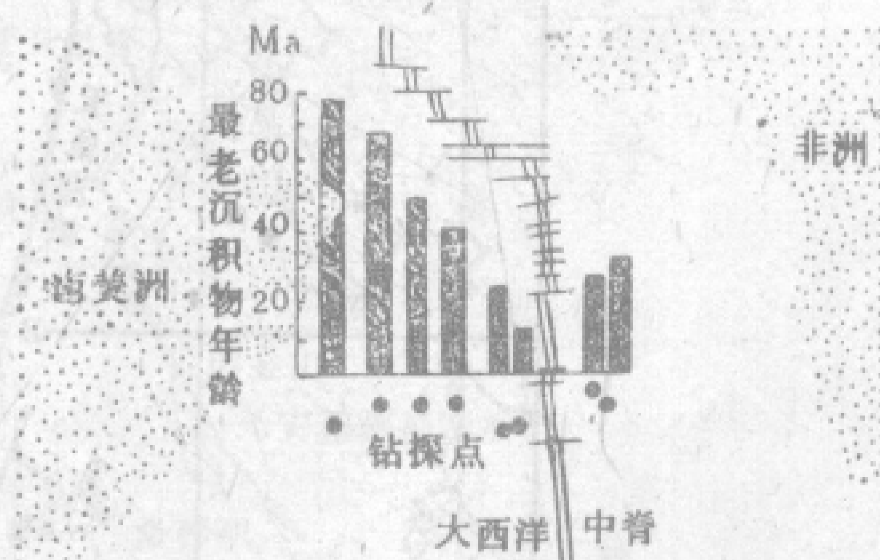


图 18—16　"格洛玛·挑战者"号在大西洋钻探得到的海底沉积物年龄的成果图
(引自 金性春，《漂浮的大陆》)

于侏罗纪），而相比之下大陆的最老岩石可达3800Ma。洋底最老的岩石都位于大洋的两侧，例如在太平洋，年龄最老（侏罗纪）的洋底位于西太平洋日本海沟和马利亚纳洋沟以东的地方。在大西洋，最老的洋底在北大西洋靠近美洲和非洲北部的地方。在印度洋，最老的洋底则见于它的东北部。另外，深海钻探工作还发现，洋底沉积层的厚度自中脊轴部向两侧逐渐增大，一般由零增加到1.3km左右。

冰岛是大西洋中脊的一个巨大的露头，为研究海底扩张的机制提供了一个良好的场所。在冰岛的地质工作表明，这个岛屿正在被其下地壳的海底扩张所拉开，最老的岩层位于此岛的东西两端。越向内部，岩石的年龄越新，而近代的火山喷发则完全限于其中心部分（图18—17），这些事实与洋底的情况是完全相符的。



图 18—17 冰岛地质图
（据 W.K汉布林，1975）
最老岩层沿东 西海岸分布，
年轻岩层位于岛的中央部位

另外一个很有意义的事实，就是大洋底部分布的火山岛链的年龄也证明了海底的扩张运动。例如，在太平洋中部大致平行排列着三条火山岛链：天皇海岭—夏威夷海岭，莱恩群岛—土阿莫土群岛，吉尔伯特群岛—土布艾群岛(图18—18)，它们都位于东太平洋海隆的西侧。根据"格洛玛·挑战者"号在天皇岭打钻取得的熔岩样品进行磁性测定，发现天皇海岭形成时的古纬度，大致相当于现今夏威夷群岛的纬度，其熔岩的成分也与夏威夷群岛的完全一致。各海山的年龄随着离开夏威夷群岛，向西北方向变老，中途岛为24Ma，在天皇海岭的东南端，海山的年龄约为40Ma，靠近西北端的明治海山则可达70Ma，以上例子说明了从东太平洋海隆溢出的熔岩有自东南

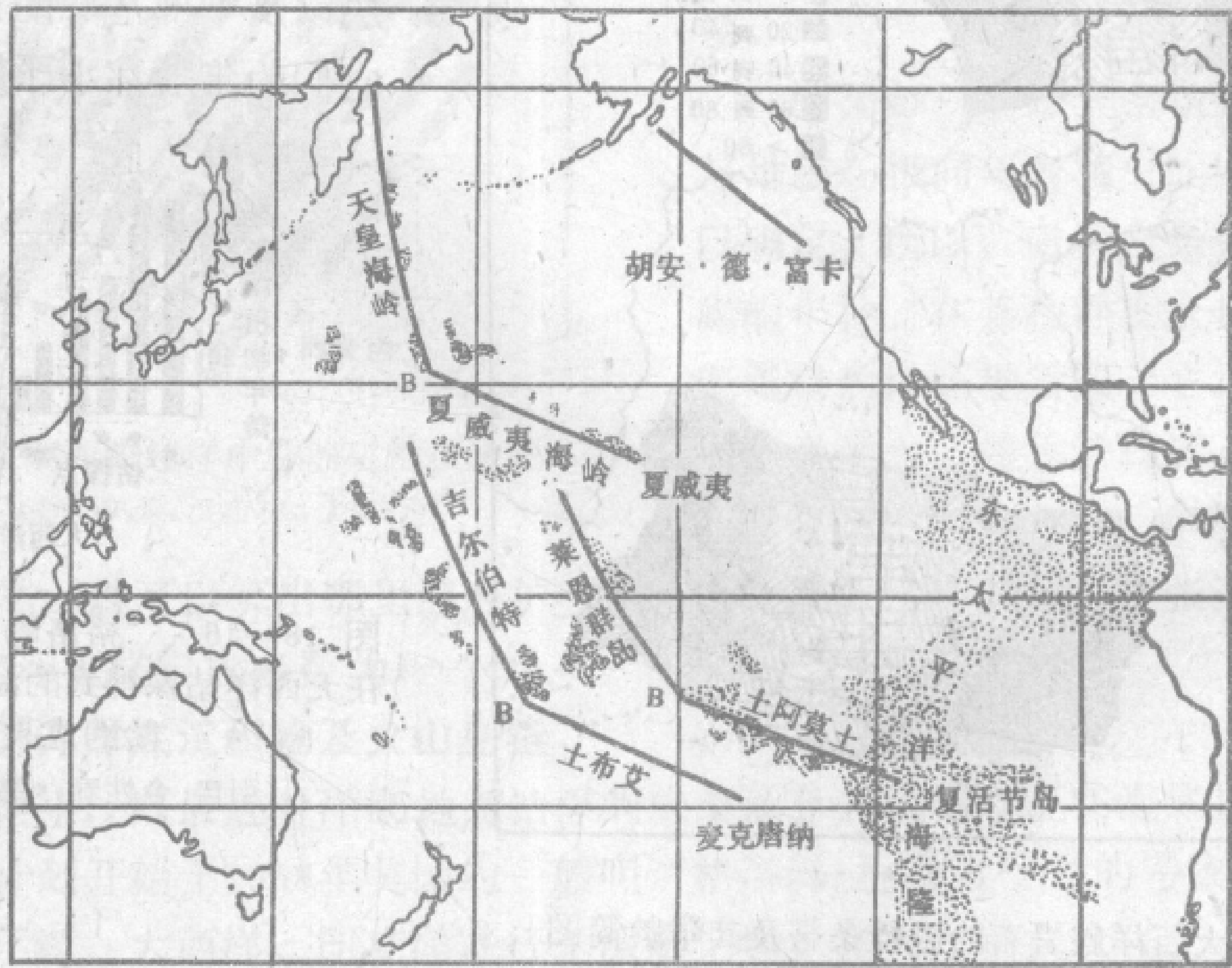


图 18—18 中太平洋火山岛链分布图
（引自 金性春，《漂移的大陆》）

向西北扩张的趋势。

（三）转换断层

海底扩张理论的另一个重要的见证是洋底的大规模转换断层（transform fault）的发现。五十年代以来，海底调查的结果发现，洋中脊以及两侧的磁性条带并不是连续分布的，而是被一系列的巨大断裂带所错开的（图18—19）。这种横向断裂带与一般所称的平移断层是不一样的，而是由于自中脊轴部向两侧的海底扩张引起的相对运动。加拿大地质地球物理学家J.T威尔逊（Wilson）在1965年创立了"转换断层"这一术语，用来表示这种新型的断层。

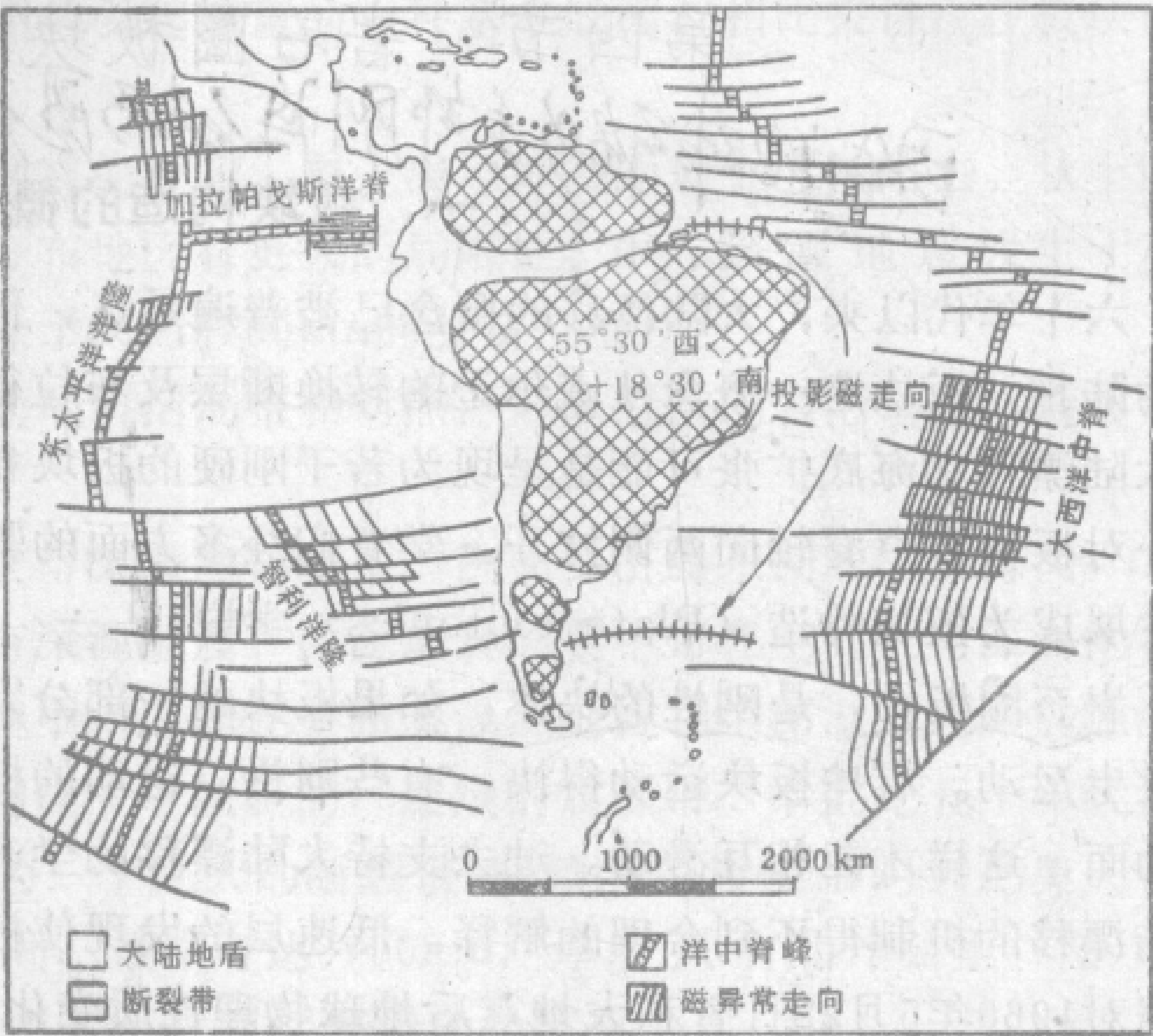


图 18—19 南美洲东部洋脊和转换底层

（据A.A.梅斯霍夫等，1972）

转换断层与平移断层错动方向是不一样的。平移断层的错动是沿整条断裂带发生的，所以在整个断裂带上都可能发生地震。图18—20所示的转换断层，其相互错动仅发生在这两段中脊之间的BB′段上，其错动方向恰好和平移断层把中脊错开的方向相反。转换断层带的地震也正好发生在BB′段上，而在BB′段以外由于没有相对错动，所以一般无地震发生。另外从图上也可以看出，平移断层面两侧的两段中脊，越离越远；而转换断层面两侧的两段中脊距离并不加大。

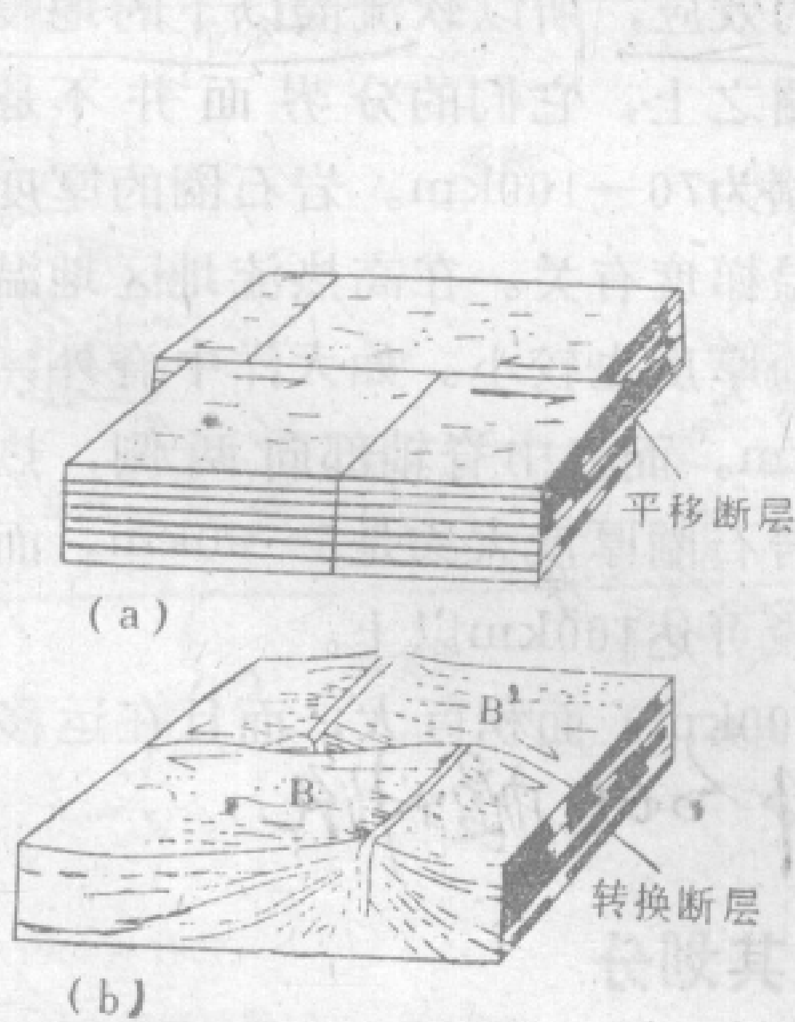


图 18—20 平移断层和转换断层对比图

a—平移断层，b—转换断层



图 18—21 美国西部圣安德列斯断层

转换断层是岩石圈板块的交接边界，一般发育在洋底，但也可以在大陆上出现，如美国西部圣安德列斯断层就是在大陆上的转换断层。在其南部它错断了东太平洋海隆，北部切割了胡安·德·富卡洋脊（图18—21）。

海底在扩张着，而大陆与洋底都在漂移，它们是漂浮在软流圈上的板块。于是在六十年代产生了板块构造学说。

第四节　岩石圈板块构造学说

一、板块构造的概念

六十年代以来，大陆漂移的概念已被普遍承认，但是所谓“大陆”的概念并不是地理上的陆地。板块这一概念从威尔逊的转换断层及布拉德的大陆拼接中引伸出来的。人们设想大陆漂移和海底扩张可能是呈现为若干刚硬的板块相互运动着，而海底扩张实际上意味着一对板块自中脊轴向两侧拉开。学者们经多方面的验证终于把大陆漂移和海底扩张的概念发展成为板块构造（Plate tectonics）学说。

岩石圈板块，是刚性的块体，如果板块的一部分发生运动，则整个板块作为一个整体也发生运动。有些板块运动得快，有些则慢。运动的板块必须是刚性的，下面有一个可塑性的面，这样才能相互滑动。过去支持大陆漂移的学者还不知道有低速层的存在，所以对大陆漂移的机制得不到合理的解释。低速层的发现使板块运动有了推断的依据。低速层是根据对1960年5月22日智利大地震后地球物理性质变化的研究结果证实的。

自地表向地下深处，温度和压力都趋向增高。温度的增高将促使物质变软和熔融；相反，压力的增高则有助于物质的凝固，即提高物质的熔点和弹性。这样，到了地下一定的深度，温度可以增高到近于物质的熔点，这里物质变软，从而产生了软流圈。但再往地下深处（数百公里以下），压力增高的效应超过了温度的效应，所以软流圈以下的地幔物质可能又重新变得十分刚硬。岩石圈板块就覆盖在软流圈之上，它们的分界面并不是截然的。岩石圈板块的厚度，即软流圈的顶面深度一般推测为70—100km。岩石圈的厚度取决于地幔在那个深度上出现的局部熔融，与各地区的地温梯度有关。在高热流地区地温梯度较高，地幔中达到部分熔融的深度就比较小，岩石圈的厚度也较小。如大洋中脊外，由于热的软流圈物质向上涌升，该处的岩石圈厚度不到10km。而自中脊轴部向两侧，热流值逐渐降低，岩石圈的厚度也逐渐加大。一般认为大洋岩石圈厚度大约是5—60km。而低热流区的洋底以及大陆地区岩石圈的厚度可能更大。一般可达100km以上。

所以，岩石圈板块是在软流层之上（厚度自70—100km）面积巨大，而且在运移着的刚性地块。

二、板块的边界类型及其划分

（一）地震和板块构造

地震是现代地球活动的一个重要标志，它以现今正在发生着的地质事件向我们说明板块活动的历史。

目前已证实，地震可以向我们提供板块活动的三个方面的重要证据。第一，根据浅源

地震的分布，可以勾划出板块边界的轮廓；第二，地震的震源分布说明了岩石圈板块向下延伸，穿过了软流圈，证明了岩石圈板块在地球内部深处的状态；第三，地震波研究结果说明了各个板块相对于邻接板块的运动方向。

图16—13中表明了世界各地的地震震中是密集成带的。地震带是全球构造活动强烈的地带，它的分布与板块的边界非常一致。所以板块边界的划分是参照了地震活动资料的。有的中脊裂谷体系就是根据地震活动才发现的。全球地震的能量大约95%都是在板块的边界释放出来的，板块边界处相互作用是引起地震的一种基本成因。相比来讲，在板块内部地震活动就少得多。

图18—22表示了世界中、深源地震的分布。图上浅源地震的震中已被略去。从上面两图的对比可以看出中、深源地震的分布地区有更大的局限性。中、深源地震发生于70到300km的深度范围内。深源地震则介于300到700km的深度范围。

如果将世界震中的分布与全球的地质活动带相对照，可以总结出各活动带与地震震源深度的关系（见表18—1）。

由表上可知，深源地震几乎完全与深海沟相联系。例如斐济岛东侧的汤加海沟，日本岛弧外围的深沟，其向岛弧一侧都有深源地震。深源地震的震中带在空间上与深海沟相隔还有一段距离，在海沟与深源地震震中带之间还分布着浅源地震和中深源地震。震源深度靠洋侧浅，靠岛弧及大陆侧较深，构成一个倾斜的，连续的震源带，本世纪五十年代贝尼奥夫（Benioff或译毕乌夫）把它当为一个巨大的断裂带，即倾斜的震源带叫贝尼奥夫带。此带倾角大致为45°（30°—70°）之间，最深可达 700km，厚度只有几十公里（图 18—23）。对深源地震机制的研究有助于了解板块在深部运动的情况。

地震研究的另外一个重要成果，是从地震的震源机制的分析，可以了解板块相对运动

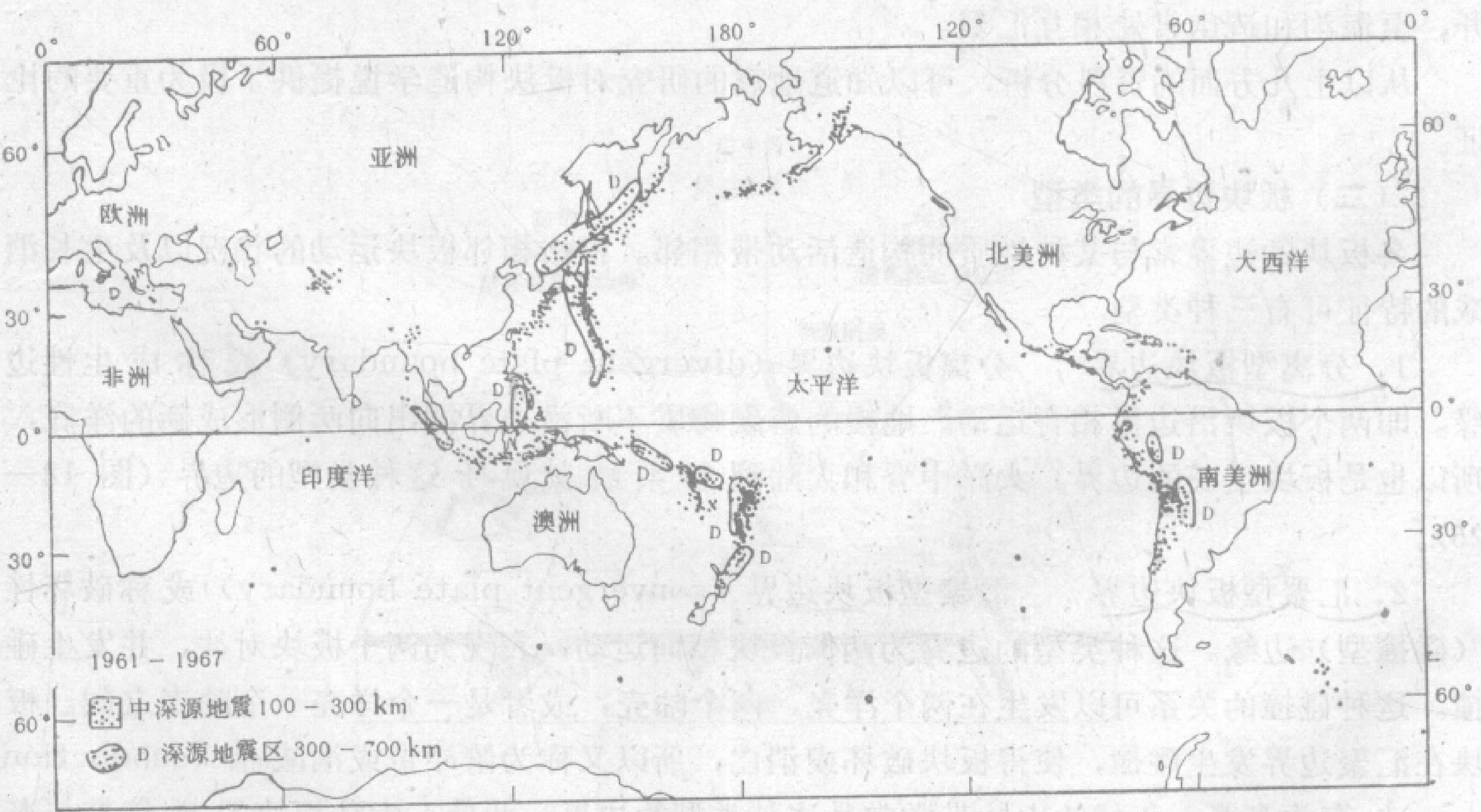


图 18—22　全球中、深源和深源地震震中分布

（据 M.巴拉赞吉等，1969）

表 18—1 活动构造类型与地震震源深度的关系

活动构造类型	地震震源的深度
大洋中脊	浅源
转换断层	浅源
带有海沟的火山岛弧	中、深源、深源
与海沟相伴的年青山脉	中、深源或深源
与海沟相伴的年青山脉	浅源（或中、深源）

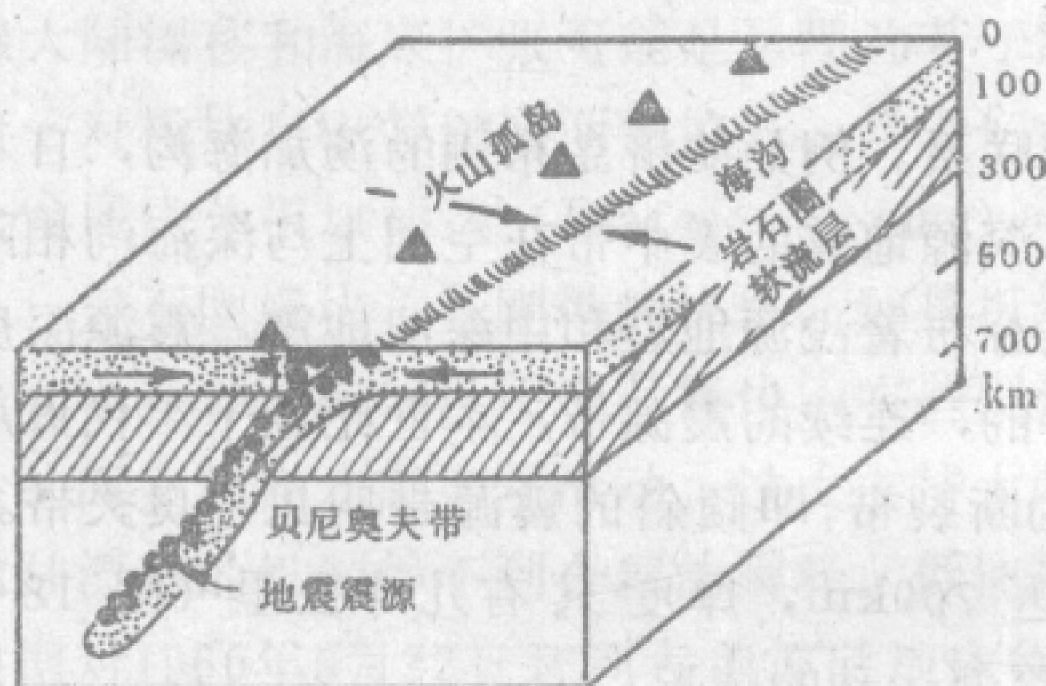


图 18—23 贝尼奥夫带

（据 P.J.怀利）

的方向。震源处，沿着破裂面发生地震的初动辐射出来的地震波，本身就可反映出块体相对于另一个块体的初动方向，这是一个极其重要的信息。全球地震台网的灵敏仪器能够记录每次地震发出的地震波。详细地分析这些记录，可以计算出震源断层面上的位移方向。

1968年，B.伊萨克斯（Isacks）等人根据100多次地震震源机制的分析得出板块相对运动方向的综合图（图18—24）。这张图清楚地表示了板块自中脊向两边拉开，至海沟和造山带处相互汇聚。

从以上几方面的资料分析，可以知道地震的研究对板块构造学说提供了极为重要的论证。

（二）板块边界的类型

各板块的边界常与某种性质的构造活动带相邻。根据相邻板块运动的状况以及生长消减的特征可有三种类型。

1. 分离型板块边界　分离板块边界（divergent plate boundary）或称成生性边缘。即两个板块沿边界相背运动，地幔的熔融物质不断沿边界涌出向两侧形成新的洋底，所以也是板块生长的边界。大洋中脊和大陆裂谷系统就属于这种类型的边界（图18—25）。

2. 汇聚型板块边界　汇聚型板块边界（convergent plate boundary）或称破坏性（碰撞型）边缘。这种类型的边界为两侧板块相向运动，表现为两个板块对冲，并发生碰撞。这种碰撞的关系可以发生在两个洋壳，两个陆壳，或者是一个洋壳一个陆壳之间。板块在汇聚边界发生碰撞，使得板块破坏或消亡，所以又称为俯冲带或消减带（subduction zone）。海沟岛弧、年轻的山脉带常常是这种类型的边界。此外，大陆板块的碰撞带与海沟有明显区别，应划分为另一种单独类型的古板块边界叫做地缝合线（geosuture）。地缝合线的典型例子是我国的喜马拉雅山脉以北雅鲁藏布江一带，是印度板块与欧亚板块的一

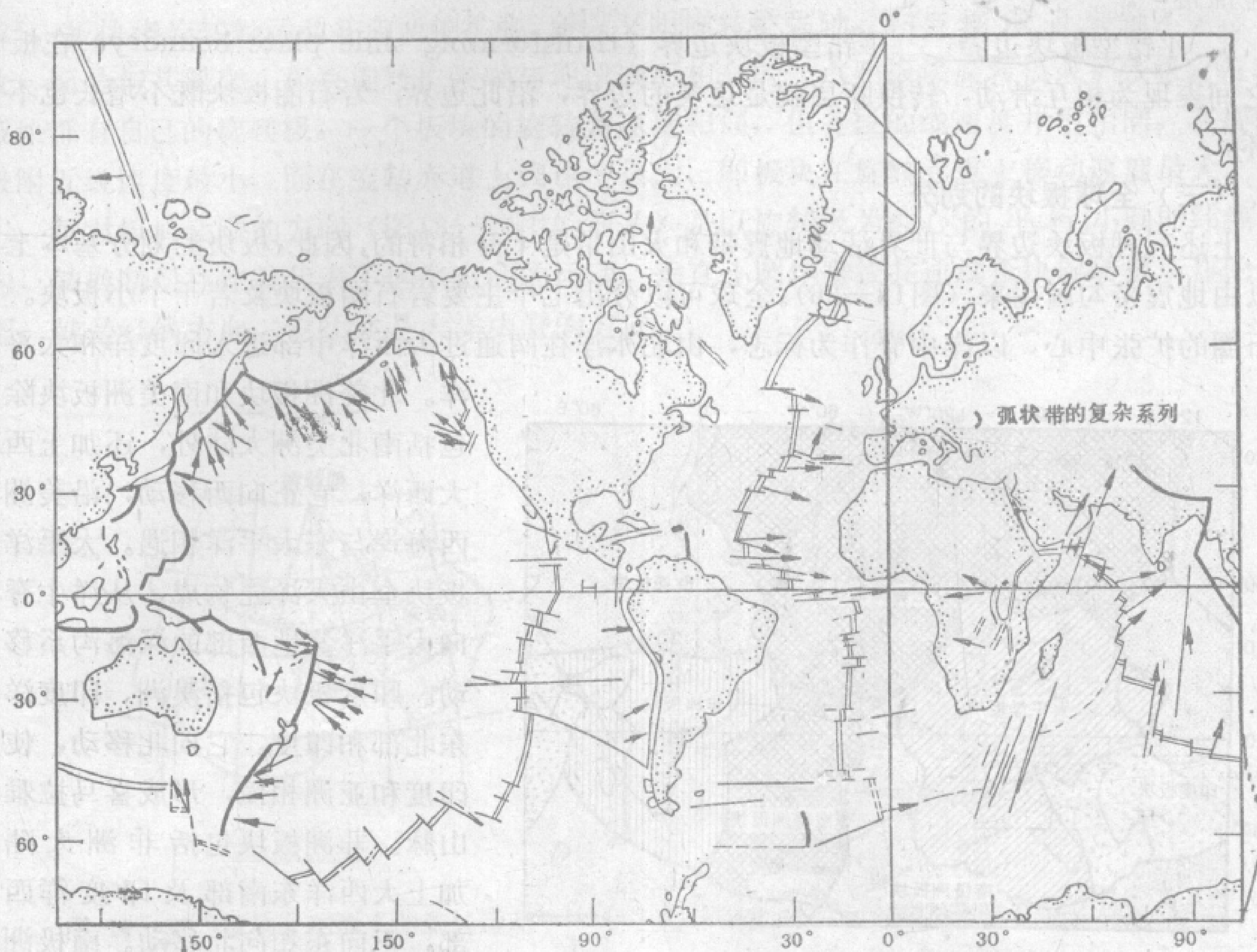


图 18—24 根据震源机制的分析表示板块运动方向图

(据B.伊萨克斯)

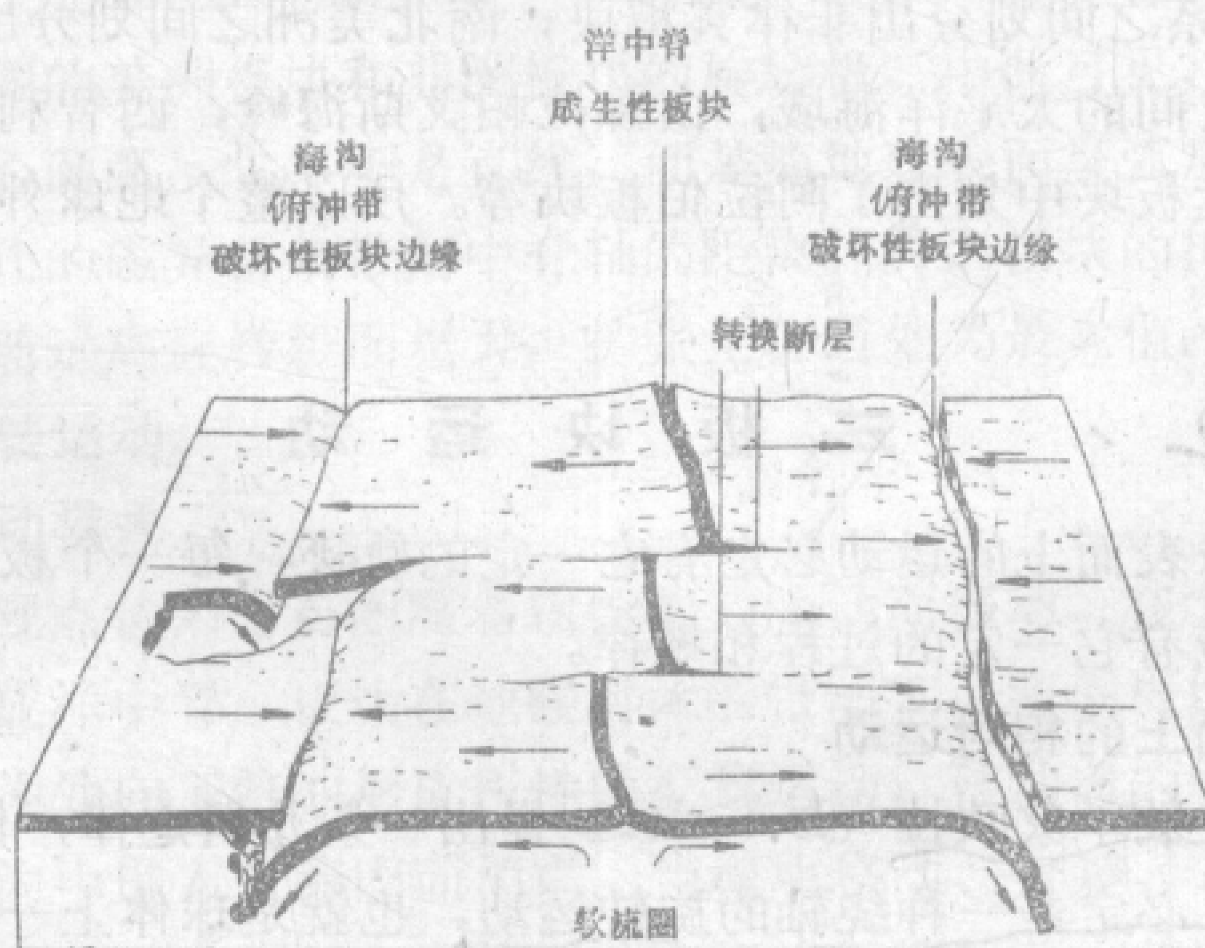


图 18—25 板块边界的类型

(据 W.K汉布林, 1975)

个碰撞带❶。

3. 平错型板块边界　平错型板块边界（transforming slide plate boundry）在板块之间表现为相互滑动，转换断层就是这类的边界，沿此边界，岩石圈板块既不增长也不破坏。

（三）全球板块的划分

上述三种板块边界与世界活动地震带和火山带是十分相符的，因此，板块的划分基本上可以由地震带勾画出来（图18—26）。全球可以分出七个主要岩石圈板块及若干个小板块。岩石圈的扩张中心，以洋中脊作为标志，由北冰洋往南通过大西洋中部进入印度洋和太平洋。北美洲板块和南美洲板块除包括南北美洲大陆外，还加上西大西洋，它正向西移动，沿美洲西海岸与东太平洋相遇。太平洋板块全由大洋壳构成，从洋中脊向太平洋盆地西部的深海沟系移动。印度板块包括澳洲、印度洋东北部和印度。它向北移动，使印度和亚洲相撞，形成喜马拉雅山脉。非洲板块包括非洲大陆加上大西洋东南部及印度洋西部，正向东和向北移动。南极洲板块，包括地球南端的海陆。欧亚板块面积最大，正向东移动。

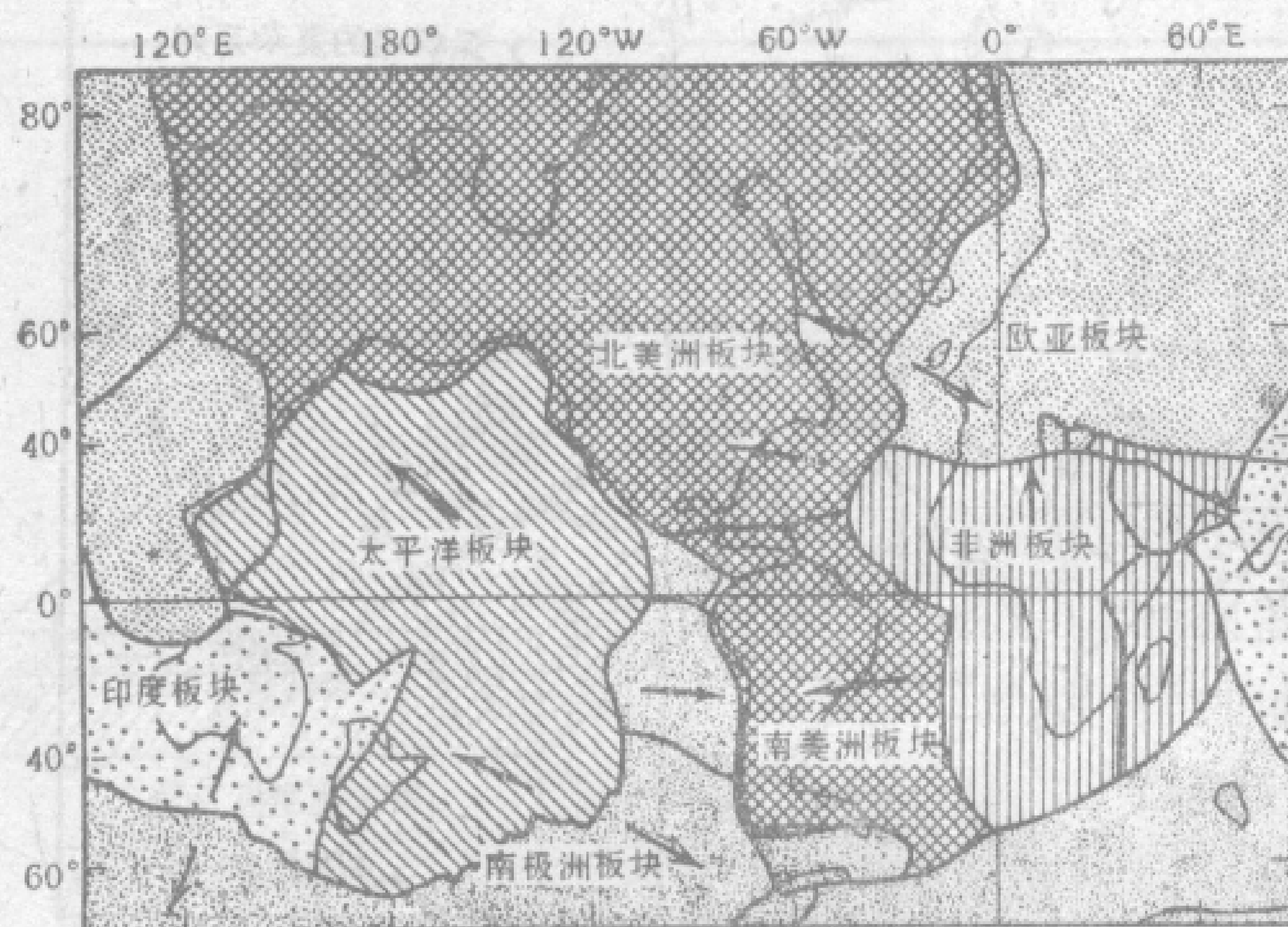


图 18—26　主要岩石圈板块划分图
（据P.J.怀利）

这七个板块，几乎包括了全部陆地和海洋，所以板块的划分与海、陆轮廓无关。

除七大板块以外，根据世界上浅源地震带的集中分布，在琉球、菲律宾岛弧-海沟系和马利亚纳岛弧-海沟系之间划分出菲律宾板块；南北美洲之间划分出了加勒比板块；东太平洋海隆与南美洲之间的太平洋海域，由加拉帕戈斯海岭，西智利海岭划分出可可板块和纳兹卡板块，在印度板块中划出了阿拉伯板块等。所以整个地球外壳实际上可由十多个板块所组成。

三、板块运动

刚体的板块在地球表面上的运动必定有它一定的轨迹，每一个板块的运动方向、速率以及其成长和消亡也应有它一定的过程和规律。

（一）板块在球面上的相对运动

两百多年以前瑞士数学家欧拉（L.Euler）提出一条几何定律，他认为任何一种刚体沿着球体表面的运动，必定是一种绕轴的旋转运动，也就是球体上一个薄层的块体可以通过围绕某根过球心的轴旋转，沿着球面移到另一方位。这条定律对于了解板块在球面上的运动有着重要的意义。布拉德等曾运用这一定律把美洲和非洲拼合在一起。

---

❶ 按近年来研究，印度板块和欧亚板块相碰撞的地缝合线在藏北班公湖一带。

根据欧拉定律，刚硬的板块沿地球表面滑动，也必定是一种绕轴的旋转运动（图18—27）。板块绕旋转轴运动并向两侧扩张，所以又叫旋转扩张轴。它与地球自转轴不完全一致，而是与其斜交。板块旋转扩张轴与地球表面相交的一点叫板块旋转极或扩张极。每对板块都有自己的旋转极。一个板块的旋转角速度相同，但各段的线速度并不相同。在旋转极附近线速度最小，而在旋转赤道上线速度最大，即板块在旋转赤道上移动速度最大。

每对板块运动的方向（图18—28中的箭头）是以旋转极为圆心的平行小圆即纬线方向，转换断层往往就代表了这个方向的运动。垂直小圆作垂线并通过板块旋转极所作的大圆，就是经线方向。它往往是大洋中脊的方向。

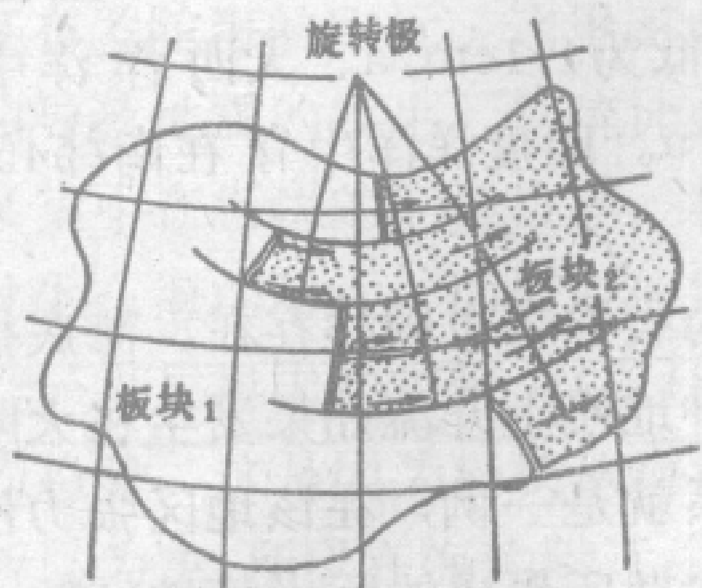


图 18—27　板块在球面上的旋转运动
（引自 金性春，《漂移的大陆》）

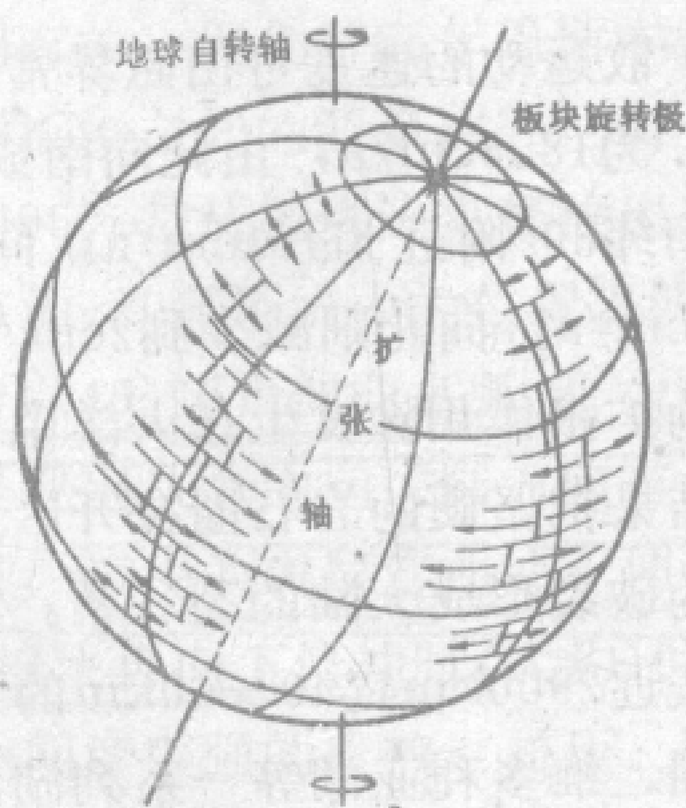


图 18—28　两个板块绕轴旋转运动
（引自 金性春，《漂浮的大陆》）

科学家们在不同板块地区作检验都证实了板块的绕轴运动。例如，摩根考虑到转换断层代表了板块运动的方向，也就是以板块旋转极为圆心的同心圆弧。他就在地图上沿赤道大西洋的一系列转换断层作垂线，这些垂线应该是通过旋转轴的地球上的大圆。作出的结果是这些垂线都相交于北纬58°，西经36°—37°附近（位于格陵兰的南端）。这一交点也就是大西洋中央裂谷两侧的美洲板块和非洲板块的旋转极。由此可见，这些转换断层确实是以此交点为圆心的同心圆弧，它并不是直线，而是随地球表面呈弧形滑动。

有人通过已知年代的磁异常条带离中脊轴的距离计算出板块的扩张速度。结果证实了扩张速度和扩张弧度随远离旋转极而增大，扩张至赤道处为最大值。这一点也证明了板块运动是一种理想的旋转运动。

（二）板块的运动模式

板块构造的基本观点认为岩石圈随着软流圈的流动而移动，在地幔物质上升的地方，岩石圈拱起，形成洋中脊，板块在地幔对流的带动下，两侧板块便产生了相背的扩张运动。板块运移至海沟处向下俯冲形成压性的汇集运动，移动着的板块就互相碰撞，通过下降的对流体在深海沟中进入软流圈而消亡。当板块移动、分裂、碰撞、以及下降到地幔的过程中，会引起地震、火山作用和造山运动。板块运动的动力状况见图18—12。

板块运动具有下列特征：

1. 板块的扩张运动　在大洋中脊地带是制造新板块的发源地，它引起地球科学家的极大兴趣。在1972—1974年期间美国和法国派了考察人员乘坐三只特制的深海潜水器对亚

速尔群岛西南的大西洋中脊裂谷区进行了详细考察。发现裂谷深达2800m，其底部有许多极深的张性裂隙，在裂谷轴部的裂隙宽度较小，向两侧裂隙宽度增大，在裂谷的底部发育了一系列的正断层平行于裂谷延伸。这里有各种奇形怪状的裸露熔岩，顺裂谷散布着盾形和锥形的火山丘。通过实验室分析，裂谷底部有的岩石样品的年龄还不到10000a。

软流圈熔融物质的不断涌出，形成较大规模的火山作用和侵入作用。由于引张作用还伴随了浅震及高热流值。

高温岩浆溢出可以使冷的岩石圈发生热变质作用。受岩浆烤热的海水强化了对洋底岩石的水化反应作用，使洋底的玄武岩、辉长岩等发生蚀变成为没有片理化的绿色岩石，通常称为蛇绿岩（ophiolite）。

板块扩散运动的速度可由磁异常条带推算出来，太平洋洋中脊在南纬30°左右，其扩张速度最大，为18.3cm/a，由此向南或向北其速度可降低为4.1cm/a。大西洋洋中脊的扩张速度在南纬30°附近为4.1cm/a，向北减少到1.8cm/a。印度洋洋中脊在南纬45°处扩散速度为7.3cm/a，向北则减少到2cm/a。

板块的扩张作用除发生在大洋中脊以外，在大陆的裂谷带也同样存在。海底扩张和大陆漂移的结果把坚硬的岩石圈拉开，向旁侧运移。这种地幔上升流如果发生在大陆，则将引起大陆的破裂形成大陆的裂谷系。例如东非的裂谷系就是一例，在该地区张力使地壳破裂，形成长近2900km宽40—60km的裂谷，裂谷发育初期所形成的巨大槽地已贮水形成了坦噶尼喀湖、维多利亚湖等一系列湖泊。此外，沿裂谷带还见有众多的火山。东非裂谷系是大陆破裂的最初阶段（图18—29），裂谷系进一步扩张，大陆继续移动和地幔物质不断上涌，就有可能形成新的大洋盆地，许多学者认为红海是正在形成的大洋盆地的雏形。

目前的大西洋就是美洲板块和非洲板板分裂后经过充分发育的大洋盆地。

2．板块的汇聚（俯冲）运动　板块运动过程中与另一板块相碰可发生汇聚或俯冲运动。按照板块汇聚的情况可以分为三种型式：

岛弧-海沟型　由于海底扩张，新生洋壳推动旧洋壳运行至海沟处潜入地幔，产生规模巨大的俯冲运动。这种类型主要分布在太平洋板块的西部边缘如日本弧沟系、千岛弧沟系及汤加弧沟系等。

山弧-海沟型　大陆板块的边缘直接与海沟相邻接，洋壳在海沟俯冲引起大陆边缘巨大山系的形成，如南美的安底斯山脉。

山脉—地缝合线型　两个大陆板块对冲，发生碰撞作用。如印度板块和欧亚板块相碰撞，产生喜马拉雅山脉和雅鲁藏布江地缝合线。

洋中脊扩张运动所形成的新板块，理应使地球体积增加。但据测量，地球的体积并不增大，因此，可推断在全球范围内板块的新生和消亡的总量是相等的，只有这样才能保持地球体积不变。板块的消亡是通过俯冲运动进入消减带而潜没于地幔。因此，俯冲运动的速度可以进行理论上的计算，例如日本海沟为7.5—8.6cm/a，阿留申海沟为5.6—7.0cm/a，智利海沟为6.1cm/a。

板块的俯冲运动的能量很大，地壳上很多地质作用与它有关。

3．板块的平错运动　两个板块的边界既不分离也不碰撞，而是作相互滑动。在这种情况下两个板块既不增长也不破坏，转换断层就是这种类型的运动。

美国西部加里福尼亚的圣安德列斯断层就是一条有名的通过大陆的转换断层（图18—

21)。经大地测量了解到两个板块（东盘为北美板块，西盘为太平洋板块）都向北西方向运移，但西盘比东盘运动得快些。西盘相对于东盘移动的总断距达480km。有人推断洛杉矶是在太平洋板块上，按照现在这样的平移速度，在几百万年后将要成为阿拉斯加的一个市镇。

四、板块构造与内力地质作用的关系

（一）板块构造与地震作用的关系

前面已经谈到地震与板块构造的一般关系，这里我们重点讨论一下板块的汇聚运动所引起的地震性质。

世界上很多较大的地震几乎都与块板的汇聚作用有关。例如1755年里斯本大地震的震源位于直布罗陀海峡附近。这里正是欧亚板块和非洲板块之间的汇聚边界，由于这两大板块的对冲导致地震的发生。据统计全球地震能量大约95%是从板块边界释放出来的，而绝大部分又集中在板块的汇聚边界。根据地震震源在海沟-岛弧系统中的位置表明，震源最浅的地震发生在海沟附近，而较深的地震则发生在一个以45°倾角伸向岛弧或大陆之下的狭窄地带——贝尼奥夫地震带上（图18—23）。在该带呈现出从海沟向大陆方向震源的深度逐渐加大的趋势。这是因为板块从海沟上部开始俯冲时，板块的表层弯曲处于伸张状态，以形成正断层为主，所以在海沟附近主要发生浅震。当板块再向下俯冲时（大约10km以下）就发生逆掩剪切运动，主要产生逆冲或逆掩断层。板块间产生强的摩擦、挤压、因而积累了大量的能量，当它突然释放时便形成深源地震。所以震中的分布从海沟到大陆，则由浅震到深震作有规律的分布。

发生在大洋中脊和转换断层上的地震一般都是浅源地震，其地震能量都比较小。

（二）板块构造与岩浆作用的关系

板块边界是世界上火山分布集中的部位。大洋中脊是熔融的地幔物质不断上涌的地方。例如1963年在冰岛南面正是大西洋中脊通过的海面上升起了一座火山岛叫苏尔特塞岛，为冰岛共和国增加了一块新的领土。因为冰岛位于大西洋中脊上，它有一百多座火山，其中有二十七座活火山。洋中脊海底火山的活动虽然看不见，但是露出水面的火山岛还是很多的。

在汇聚型板块的边界上，火山活动尤为强烈。例如在印度板块自爪哇海沟向北俯冲的地方，1815年坦博腊火山喷发，以及1883年克拉克托火山喷发都是世界闻名的。整个太平洋周缘，大部分是板块俯冲的场所，可以说环太平洋带是全球主要的俯冲边界，全世界大多数的岩浆活动和火山活动都发生在这里。

由于俯冲带向一侧俯冲，并插入到大陆边缘或岛弧的底下。在浅处温度较低，直至俯冲到一定距离和深度（一般认为到达150—200km），那里已处于高温高压的物理状态，又由于俯冲过程中不断摩擦加热，导致大洋壳板块及大陆壳板块底部发生局部熔融并产生了岩浆源。大量的岩浆、水分和气体挥发物质，在俯冲带的强大侧压力作用下，向大陆边缘及岛弧带外侧上升。如果俯冲带的倾角为45°，岩浆垂直上升喷出地表，那么所形成的火山就应当位于海沟陆侧150km远的地方（图18—30）。

俯冲带所喷出的火山岩中大部分是安山岩，因而沿太平洋周缘的安山岩分布可以划出一条称为安山岩线（andesite line）的带。火山岩成分的分布有一定的规律性，一般随着

趋向大陆一侧，喷出的火山岩碱性含量（特别是钾的含量）逐渐增高。

在这里值得提出来的一个问题，是夏威夷群岛居于太平洋板块内部，这里既不是大洋中脊，也不是俯冲带，为什么会有一系列火山喷发呢？对于这个问题的解释，板块学者提出了热点的假说。他们认为在这种火山出现的地下有一种柱状的深部地幔物质上升流，根据重力测量以及地震波检验，证实地幔柱的存在。这种地幔柱具有相当高的热流值，它冲破岩石圈的地方，就形成了热点。

这种热点相对于地球自转轴的位置来说大体是固定的。热熔岩上升到地表就形成了火山。先形成的火山随板块运动移开热点，在后面的热点又形成新火山，沿着板块运移的方向，就形成一系列的火山链。所以火山链实际上标出了与板块漂移有关的热点的轨迹。由于太平洋板块向西北方向移动通过这个热点，于是就形成了中途岛到夏威夷岛的现代基拉韦厄火山的一连串火山岛（图18—31）。



图 18—29　东非裂谷系

（据 E.W.斯宾塞）

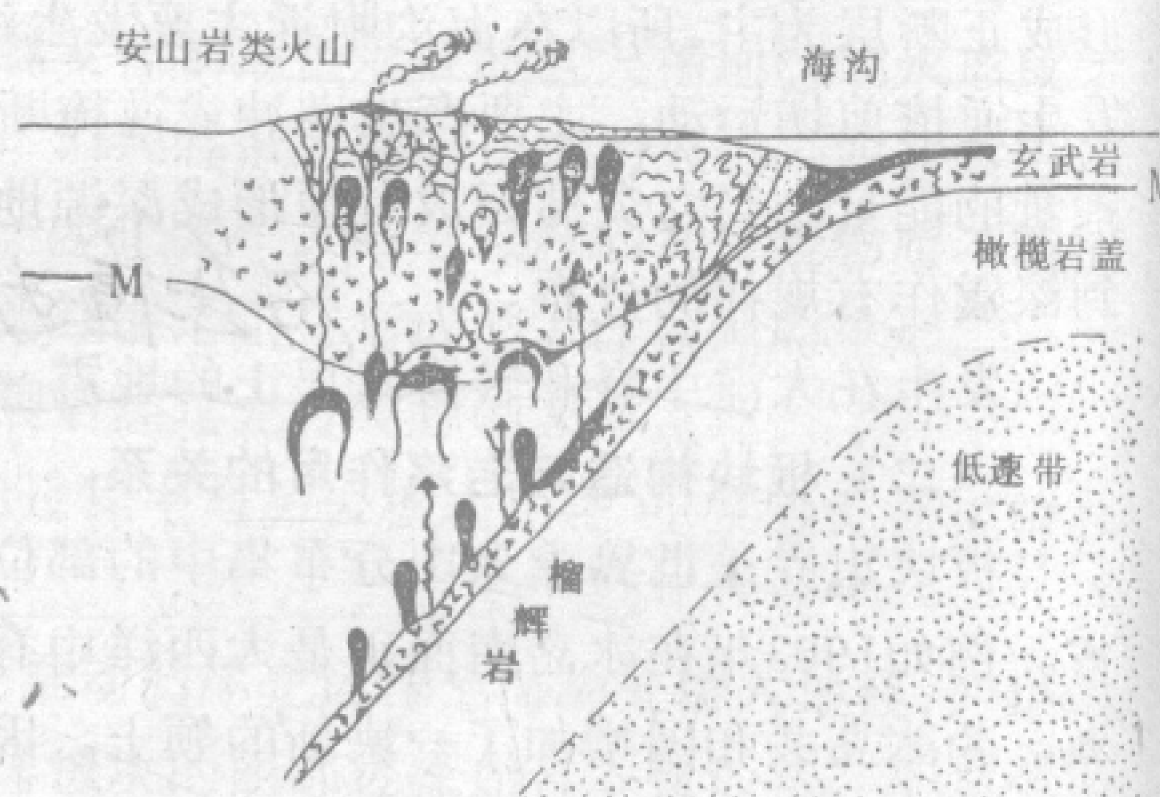


图 18—30　板块俯冲带与岩浆作用的关系

（三）板块构造与变质作用的关系

板块的俯冲作用引起另一个重要的后果便是变质作用。在俯冲带上明显地可以表现为两种地质环境；一种是在海沟附近（图18—32），由于岩石圈板块向下俯冲的速率和能量都较大，加上板块俯冲的压力和上覆岩层的重力，所以压力较高。而此处热流量并不高，因而形成高压-低温的环境。所以在海沟近陆侧出现蓝闪石为代表的高压低温变质矿物。在这带还常常见到洋壳被挤碎的蛇绿岩碎块。

另一种变质条件是在火山岛弧带，为低压高温环境。当板块向下俯冲至一定距离，温度升高，板块局部熔融产生岩浆，上升至地表压力降低，因此产生了与岩浆运动相伴生的高温-低压变质作用。代表性矿物为红柱石、夕线石及沸石等。

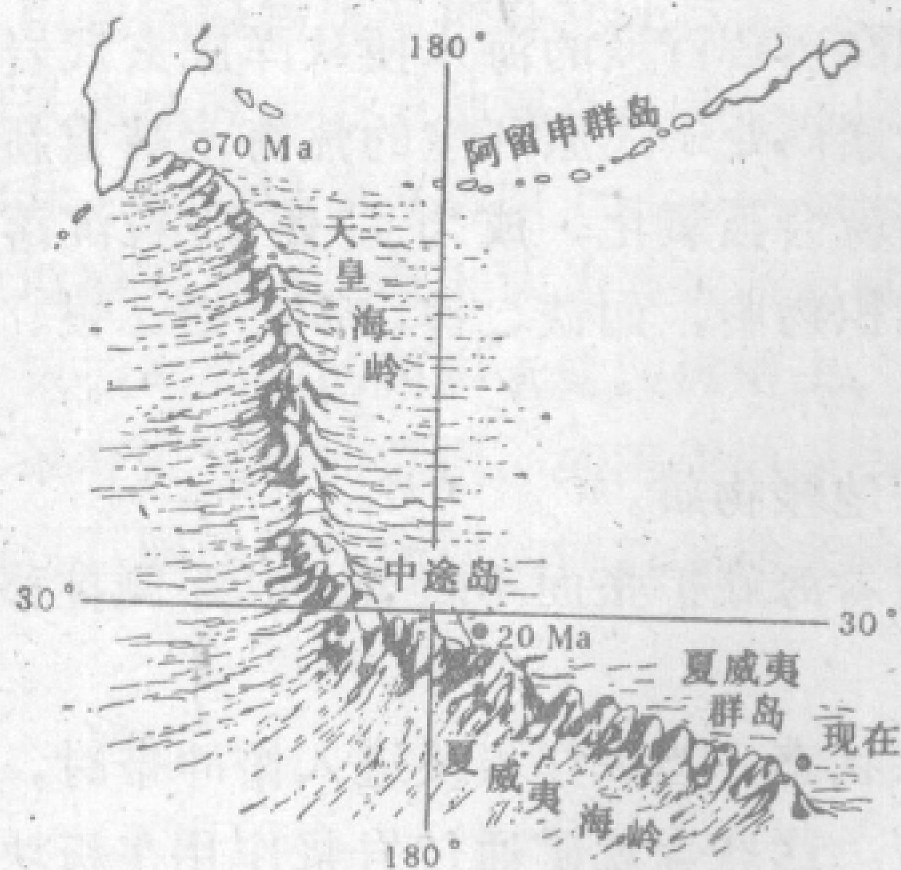


图 18—31 太平洋中部火山岛链

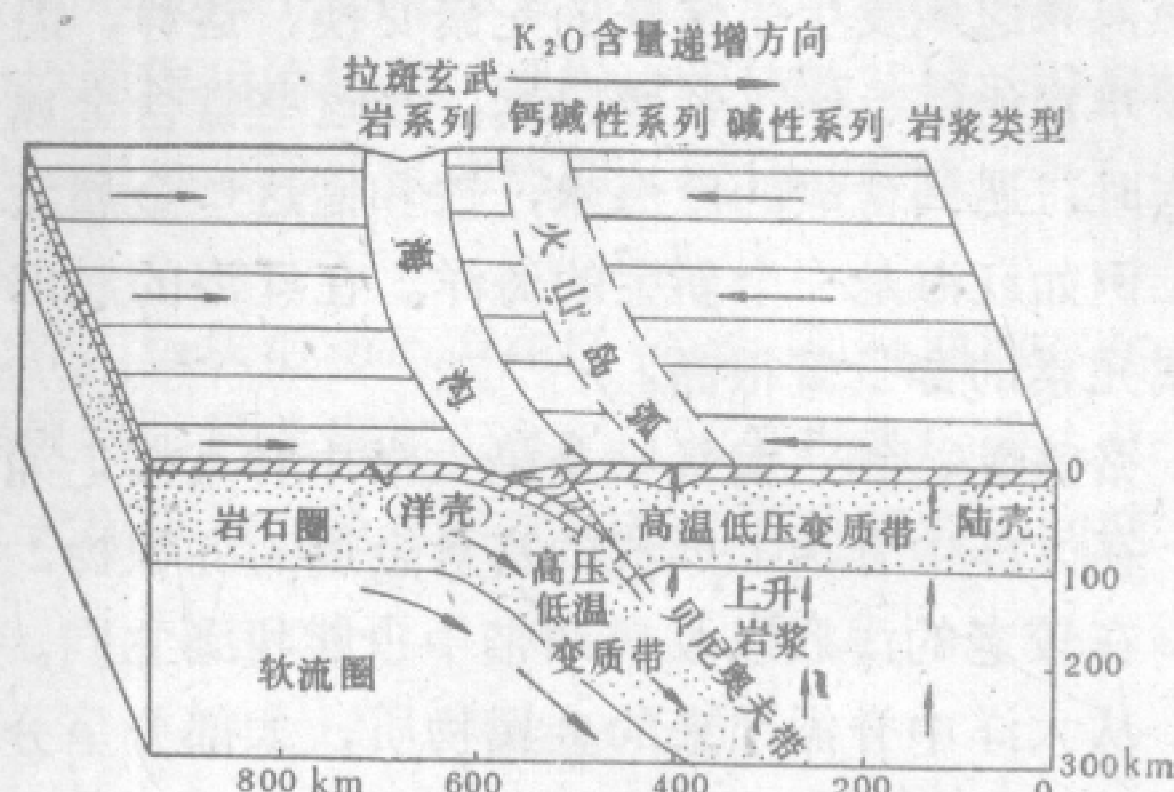


图 18—32 板块俯冲作用引起的双变质带

这两种地质环境形成两套变质岩带，它们成对出现，所以称为双变质带。如果板块俯冲速度很慢，或者受后来地热事件的改造，可能就不形成或不保存高压相系的矿物。

（四）板块构造与造山运动的关系

现今地球上年轻的活动山脉都分布在板块的汇聚边界上。例如喜马拉雅-阿尔卑斯造山带，美洲西部边缘的造山带以及现代岛弧或其邻近地区的活动带等。两个板块在俯冲带上碰撞，使大陆壳受到不断地挤压，海沟陆侧的沉积物产生褶皱、断裂、形成了褶皱山脉（图18—33）。所以板块论的观点认为，山脉主要是由于水平挤压上升造成的。

板块撞碰所引起的造山作用有三种类型。一是洋壳板块与洋壳板块相撞，在那里引起了海底造山运动。二是大陆壳与洋壳俯冲或仰冲，例如海沟-岛弧山系，或者山脉-海沟类型，山脉沿大陆边缘和海沟俯冲带形成。这种类型现代的例子就是安底斯山脉和北美的科迪勒拉山脉。三是大陆壳与大陆壳相撞，最典型的例子就是喜马拉雅山。喜马拉雅山在二千五百万年前开始形成，当时是印度板块向北移动，与欧亚板块相撞，俯冲插入亚洲板块之下，使欧亚板块边缘褶皱隆起形成世界上最高的喜马拉雅山。原来位于印度板块和欧亚板块之间的洋壳板块即特提斯海则闭合消失。

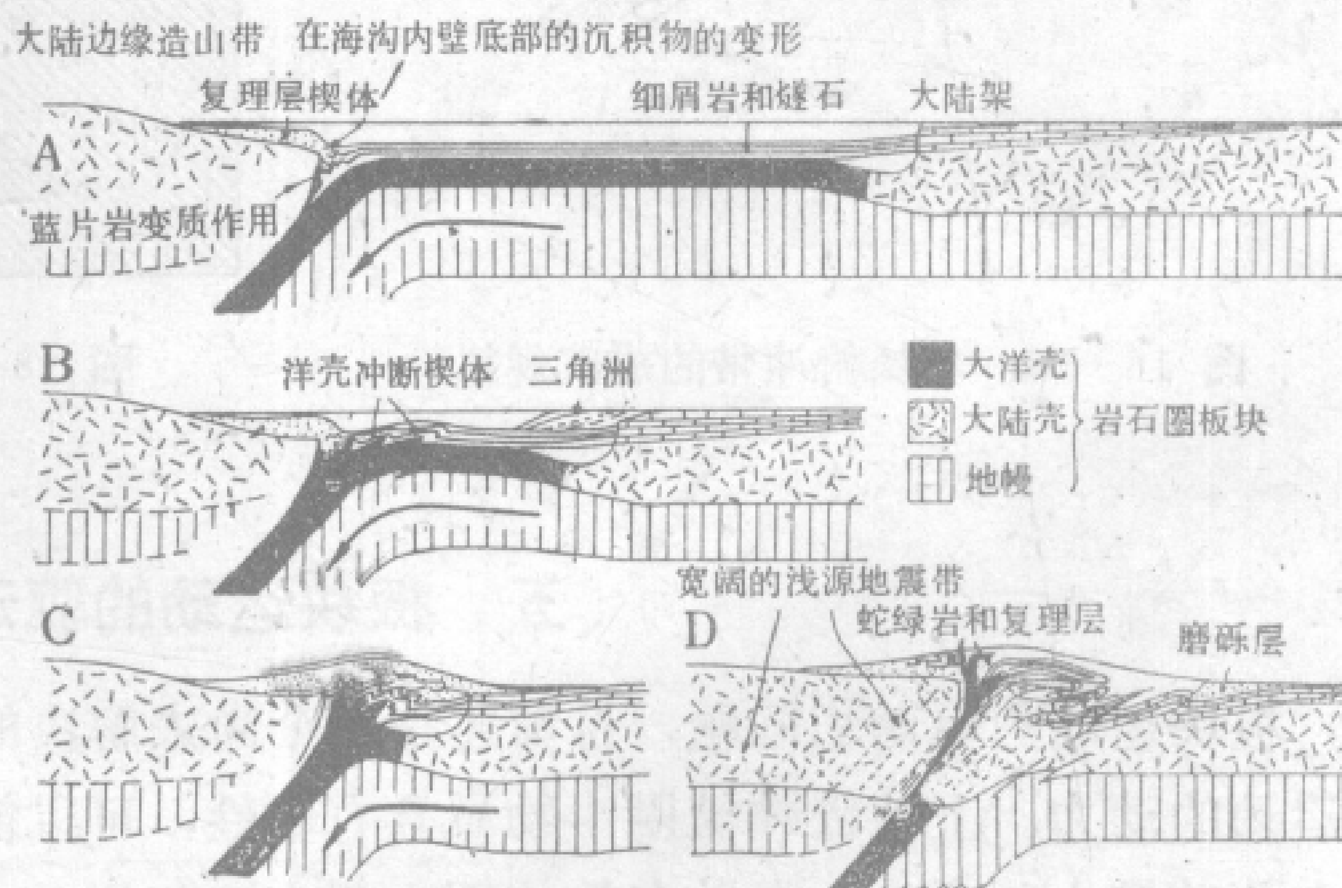


图 18—33 板块碰撞与造山作用

（据E.W.斯宾塞）

（五）板块作用与成矿作用的关系

自板块构造学说问世以来，矿床的成因问题与板块活动联系起来成为崭新的板块成矿理论。板块的扩散边界、俯冲带以及热点处都是金属矿成矿的有利场所，而大陆边缘地带乃是沉积矿产的有利聚集地带。

大洋中脊是热地幔物质上涌的地方，这里热流值相当高，使海水受热，洋底的玄武岩

与热海水之间发生了活跃的元素交换，这样，温度高达数百度的海水便从洋底玄武岩中获取了丰富的铁、铜、锰等元素。当这些富含金属元素而处于还原环境的热海水被重新驱回海底时，遇到含氧的冷海水，铁和锰这些金属元素就会被氧化，成为固体微粒沉落于海底。例如红海是一个新生的海洋。在红海的底部沉积物中，如铁、锌、铜、铅、银、金等金属元素的含量就很高。

铬铁矿、铂、镍等则是沿大洋中脊直接上涌的地幔物质。

在大洋中脊顶部形成的富含金属的沉积物，随着海底扩张而不断地向两侧推移，因此，在较老的洋底以及俯冲带中也能找到它们。

从大洋中脊涌出来的金属物质，大部分呈分散状态，当大洋板块进入俯冲带时，就被熔融并与岩浆一起上升和带到岛弧或大陆边缘地带。这些金属矿通过岩浆作用在板块的边界上富集，所以这个地带可以找到铜铁、钼、铅、锌、银、锡、钨等矿产。由于俯冲带的岩浆活动呈有规律的侧向变化，所以金属矿的分布同样出现有规则的变化（图18—34)。这种规则性被称为板块构造的成矿模式。在太平洋的周围是板块俯冲最显著的地方，因此，形成了一个环太平洋矿带，金属矿的带状分布也是确定古板块的一个标志。

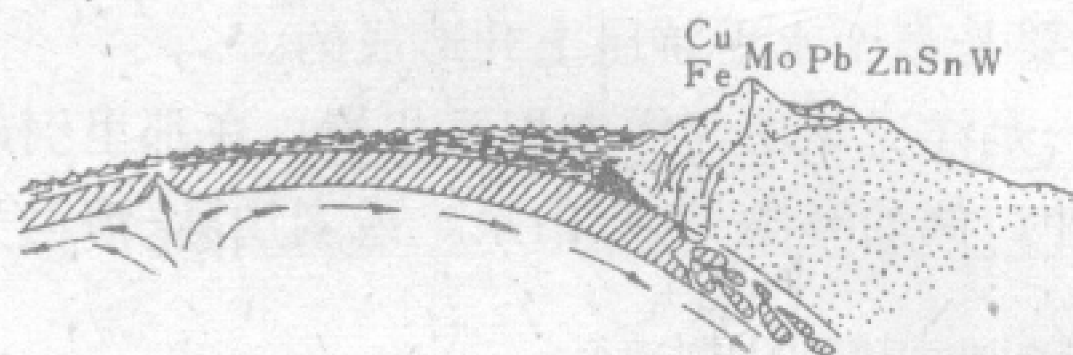


图 18—34　板块俯冲带的成矿规律

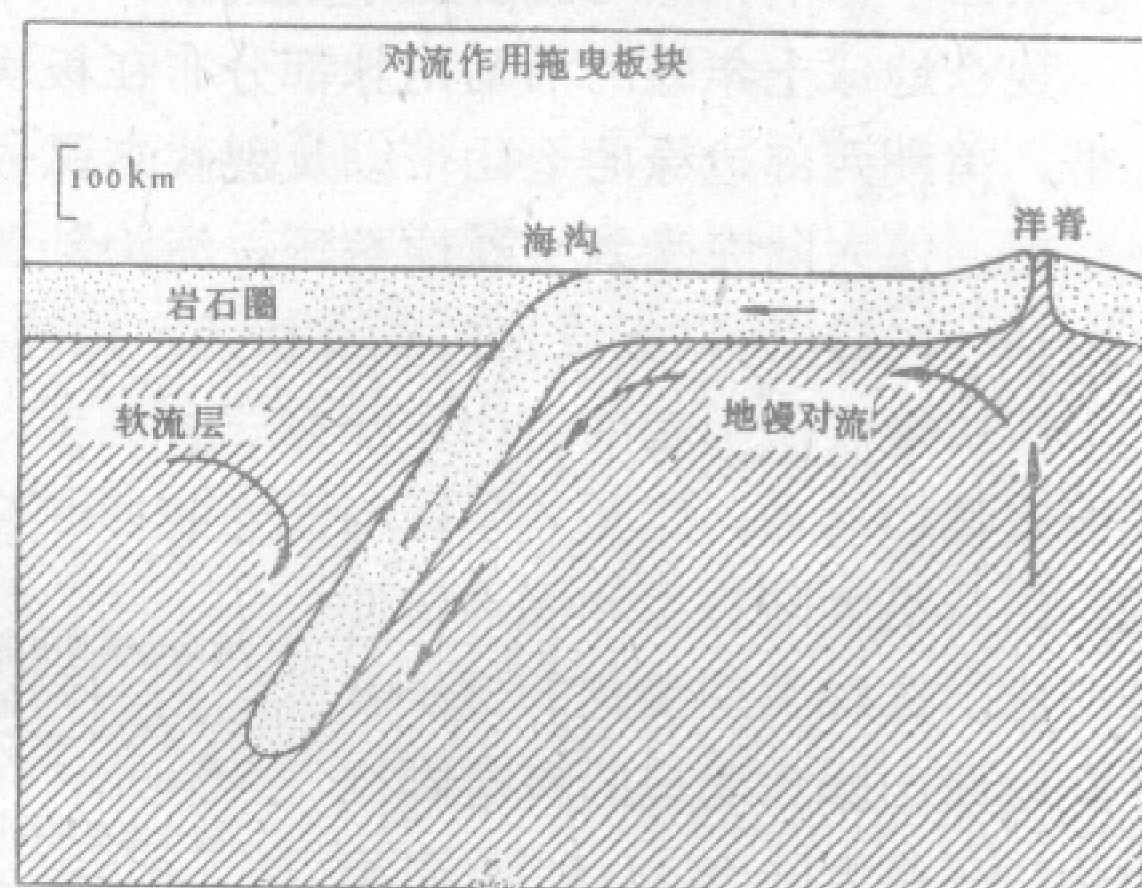


图 18—35　地幔对流作用拖曳板块运移图
（据P.J.怀利）

五、板块运动的驱动力

板块运动的驱动力问题，目前还是一个尚未解决的问题。普遍认为地幔对流作用是板块运动的动力。上地幔软流圈中物质具有塑性，可以流动，而岩石圈板块是刚体，它好象放在传动带上的物体一样驮在软流圈上与它一起运动。

一般认为对流运动主要是在软流圈中进行。而引起对流运动的动力主要是热能以及重力对流等。上地幔下部物质因温度升高，体积发生膨胀而上升。摩根根据卫星资料测出全球若干重力高的地方，这些地点恰好是火山和板块生长之处，也就是地幔深处圆柱状的上升流所在地。因此，他提出地幔柱的概念。上升热流使洋底隆起，一部分涌入洋脊形成了洋壳，而大部分呈水平方向流动，并带动上面的岩石圈板块运移。软流圈物质在水平流动过程中，逐步变冷，密度加大，到一定地区，形成下降流，带动板块产生俯冲消亡作用（图18—35)。

引起地幔物质温度升高的原因，目前认为是集中在地幔上部的放射性元素的蜕变所释放出来的热能；另一种观点认为是重力的分异作用的结果。地幔中炽热的易熔的分异体向上涌升，铁、镍等重物质下沉向地心集中，由重力能转化为热能又使轻的物质上升，因而发生地幔对流。也有人认为两者兼而有之。

板块驱动力问题尚未能圆满解决，此外，板块活动是否在任何地质时期都存在？目前，最有说服力的证据，如海洋地球物理资料，只能肯定二叠纪以后有板块运动，至于更早期岩石圈的演化规律如何？怎样来确定古板块和古缝合线这些都是有待研究的问题。

第十九章　地槽、地台及地质力学的基本概念

第一节　概　　述

地壳形成后在各种地质营力的作用下不断地发展和变化。长期以来地质学家对大陆地壳进行了广泛的研究，积累了丰富的地质资料。一般认为地质作用的强度和速度在地壳不同的地区，不同的发展阶段是不相同的。即地质作用在时间上和空间上具有差异性。

例如，研究现代构造运动，地震和现代活火山的分布表明，它们主要集中在环太平洋带、阿尔卑斯-喜马拉雅带和大洋洋脊和海底山脉带，而在其它地区则表现得相对微弱或不明显。这就说明这些狭长的地区是近代内力作用比较强烈的地区，其它地区则相对比较稳定。

不仅如此，即使同一地区在不同发展阶段其地质作用强度也是不相同的。例如，华北地区在古生代时期地壳运动主要表现为幅度不大的升降运动，所形成的沉积岩层的厚度和岩相变化不大，没有强烈的褶皱和断裂产生，岩浆活动和变质作用较为微弱。但是，在三叠纪以后的中生代时期，本区发生了几次比较强烈的地壳运动，形成了许多褶皱和断裂，岩浆活动也极为频繁。

由此可见，在整个地质时期中，地壳上有些地区表现得十分活动，有些地区则表现得相对稳定。在同一地区不同地质时期也可表现为相对活动或相对稳定。

在板块构造学说未问世前，主要根据大陆地壳发展特点总结出来的地槽、地台构造学说统治了相当长的时期，直到现在仍然是解释地壳构造发展的主要大地构造学派之一。

第二节　地壳基本构造单元

地槽、地台学说根据地质作用的强烈程度，以及地壳构造的特征，将大陆地壳划分为两类一级构造单元，即地槽和地台。地槽是指大陆地壳上相对活动的地带；地台则是指相对稳定的地区。通常认为现代大陆边缘的山脉，是地质历史时期的地槽经长期演变而形成的；大陆上的平原、高原及浅海陆棚区则是地台演变的结果（图19—1）。

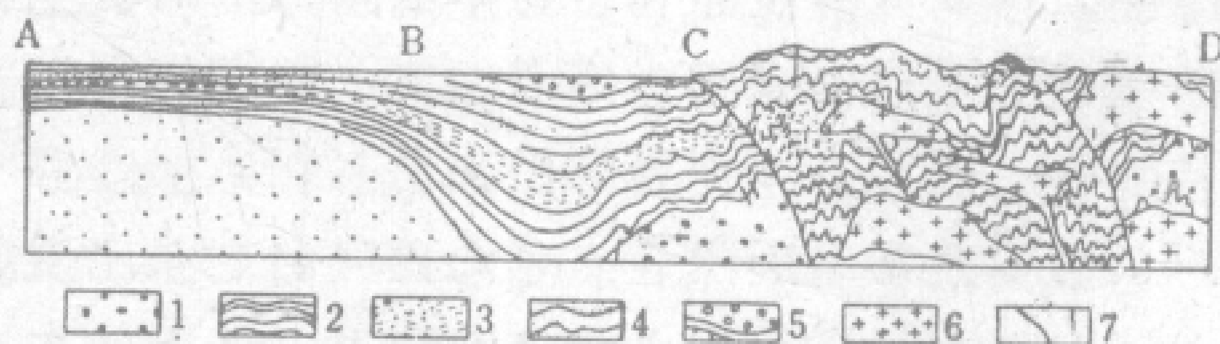


图 19—1　地槽地台构造剖面示意图

AB—地台；CD—地槽；BC—槽台过渡带；1—古老变质岩；2—5—沉积岩；6—岩浆岩；7—大断层

一、地槽的一般特性

（一）地槽的概念

地槽（geosycline）这个概念是1859年美国地质学家J.霍尔（Hall）最初提出的。他研究了纽约州的阿帕拉契亚山脉的地质情况，那里的古生代地层厚达10000m以上，并伴有强烈的褶皱作用。在这种狭长的地带沉积了这样厚的地层，说明它曾经历了规模巨大的沉陷，从而给人们建立了地槽的概念，1873年J.D.丹纳（Dana）正式引用了地槽这个名词。

地槽是地壳上地质作用强烈，地壳构造复杂的活动地区。一般具下列特点：在外形上是狭长的（长几千公里，宽数百公里）；升降运动的幅度很大，速度也较快，不同地点之间的差异升降明显，并具有一定的方向性；在下降地带可形成几千米、甚至上万米厚的地层呈带状分布；在这种地区的褶皱、断裂、岩浆活动、变质作用等均很强烈。图19—2是我国天山、阿尔泰山地区海西阶段地槽构造剖面图。该区上古生代地层表现为强烈的褶皱和断裂。

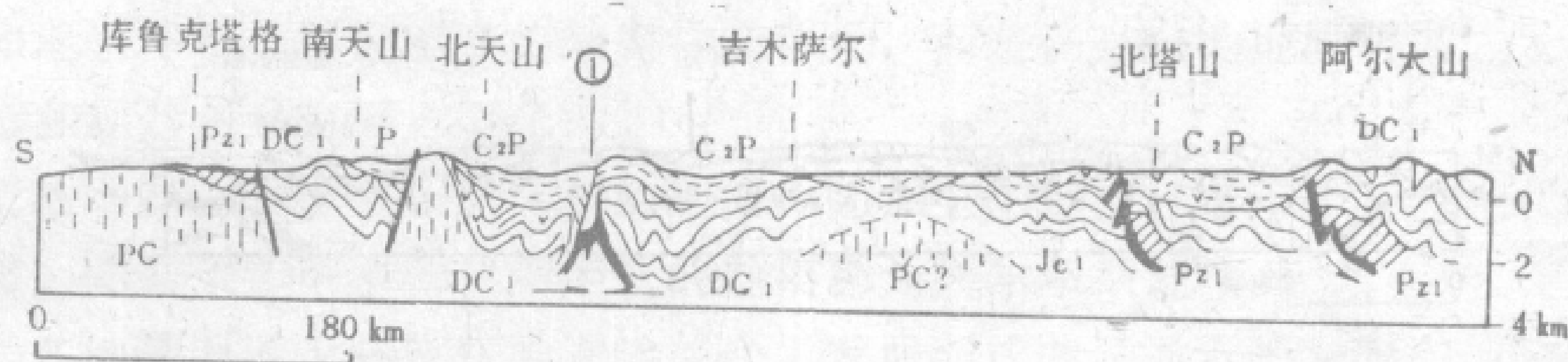


图 19—2　天山阿尔泰山区海西阶段地槽剖面图
（据 王鸿祯）

（二）地槽的演化

地槽的发展一般可以分为两个阶段：

第一阶段　该阶段以剧烈沉降为主，使地槽成为狭长的沉降带，但由于下降的速度和幅度不同，将地槽又划分为一些拗陷和隆起。拗陷地区与整个地槽剧烈沉降的同时，接受了巨厚的沉积；至晚期，因海侵扩大，连隆起地区也可被海水淹没。这时褶皱和断裂作用较弱，岩浆活动主要表现为基性岩浆的海底喷发以及基性及超基性岩浆的侵入。

第二阶段　此阶段地壳上升占优势，地槽总体呈差异性的升降和隆起。在一般情况下，前期的拗陷单位这时往往转变为隆起，而前期的隆起单位反而较变为拗陷，所以又称迴返阶段。在上升过程中岩层发生了强烈的褶皱和断裂，伴有规模巨大的中酸性岩浆的侵入和喷出，并产生多种接触变质及中、低温热液矿床。最后形成狭长的隆起带，或称褶皱带。

地槽经过褶皱迴返之后就丧失了活动性，称为“硬化”或“固结”，逐渐转变为地台。现代地槽的位置是在大陆边缘上和靠大洋方向岛弧的周围以及某些小洋盆内。这些地方都是呈较宽的线状槽地，正在接受较多的沉积，构造活动也比较强烈，处于地槽形成的初期阶段。

我国地质学家黄汲清早在1945年就用大地构造的历史分析方法对中国境内大地构造作了划分和总结。并在论述地槽的成因和演化的理论上作出了杰出的贡献。

二、地台的一般特性

（一）地台的概念

地台（platform）是地壳上相对比较稳定的地质构造单元。它的上部覆盖着未经构造变动强烈改造的沉积盖层（sedimentary mantle），构造比较简单。地台一般是经历了地槽发展阶段后形成的，原先地槽阶段形成的地质构造，经过改造后成为地台的基础，叫褶皱基底（或结晶基底）。这样就组成了地台地区的两层构造，如图19—3为华北地区加里东阶段地台，下部$Ar+Pt_1$为褶皱基底，上部Є—O为地台盖层。

地台在外形上呈圆块状，或不规则状，升降运动的幅度较小，速度也较慢，不同地区在速度上、方向上差异性并不显著。由于沉降的幅度较小，所以盖层的沉积厚度不大，一般为几公里，沉积岩的岩相也较稳定。盖层构造变动微弱，褶皱不复杂甚至极为简单，断裂较少，一般为正断层及逆冲断层。岩浆活动一般不剧烈，以基性熔岩溢出及小规模碱性岩浆侵入为主。变质作用也较弱，一般为浅变质岩石。地台区的矿产以沉积矿床为主。

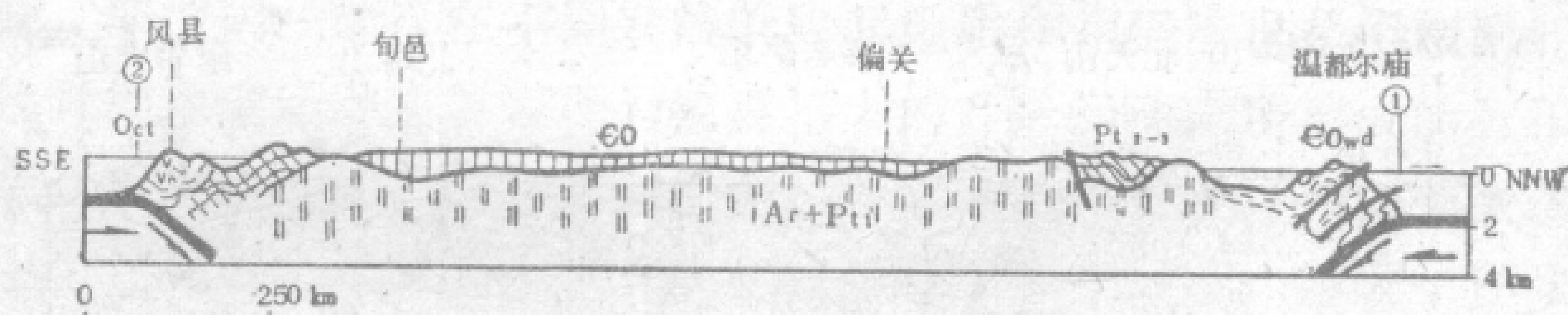


图 19—3 华北地区加里东阶段地台古构造剖面图

（据 王鸿祯）

（二）地台的发展

地台与地槽发展的主要区别在于地台内部的拗陷单位和隆起单位在其发展过程中基本保持不变。这样，在地台上就可以分出长期以上升为主的地区，和长期以下降为主的地区。有些地区自地槽上升迴返后，就长期稳定地上升，因此，上面没有沉积盖层，结晶基底直接出露，这样的构造单位叫地盾（Shield）。

地台的发展，大致也可以分成两个阶段。前期为下降阶段，整体下降，普遍接受沉积，形成沉积盖层。主要为海陆交互相和浅海相沉积，并发育有含煤地层。

后期为上升阶段，这时地台整体缓慢上升，形成陆地。在上升过程中，各处的幅度及速度也有差异，形成大小不一的内陆断陷盆地，在盆地中可堆积陆相的煤层，及石油、岩盐等矿产。

地台形成之后，仍然要继续向前发展，我们可以看到很多地台重新活动、重新形成活动地带的例子，这种现象称为地台的“活化”。即由稳定地区又变为活动区，这是地壳演化方向之一，它与地槽有许多不同的特点。1959年我国地质学家陈国达把活化地台称为“地洼”。将其列为与地槽、地台并列的第三个大地构造单元，是地壳构造演化又一个新的阶段。

地槽、地台发展的原因尚有很多争论。经典的槽、台学说，普遍认为地壳是以垂直的

升降运动为主，而水平运动是由垂直运动派生的。引起地槽下降和隆起的原因说法很多，但都存在着很多问题，有代表性的是苏联学者B. B.别洛乌索夫(Белоусов)，他于1943年提出的放射性迁移说。

B.B.别洛乌索夫认为放射性元素在地球内分布是不均匀的。而且在不同时间 条件下分布也是有变化的。他认为放射性元素的蜕变所生成的热是能量的主要来源。地球中放射性元素的分布和迁移与地壳中花岗岩的形成有密切的关系。因为岩石中以花岗岩所含的放射性元素最为丰富。每一个花岗岩岩浆形成期，都带有丰富的放射性元素到地壳中来。当放射性元素运移至地壳一定深度后，由于放热，使得地球膨胀，这时引起地壳强烈的升降运动，成为构造活动带——地槽。当放射性热积累到一定程度就熔化围岩形成岩浆侵入或熔岩喷发。最后，地槽迴返褶皱成山。由于岩浆的侵入和喷发，使放射性热能消耗，壳下物质亏损，温度逐渐降低，于是由两侧物质来补充，这样又形成新的拗陷。

由于放射性元素的消耗、迁移，使得一度极端活动的地槽环境过渡到地台环境。

但是很多学者对放射性的热能是否能成为引起地槽发展的主要原因表示怀疑。另外对地壳运动的周期性，地槽和地台分布的规律等问题尚不能得到完满的解释。

三、地壳发展的周期和规律

地槽和地台并不是固定不变的地壳构造单元，而是在一定的地质时期内发展形成的，因此，地槽和地台是具有历史概念的。

通常把活动期结束于下古生代末的地槽称为加里东地槽；结束于上古生代末的地槽称为海西地槽；而结束于中生代—新生代的地槽称为阿尔卑斯地槽。

地台是在地槽迴返上升形成的褶皱基底上发展而成的，通常把发育在前寒武纪形成的褶皱基底之上的地台称为古地台，基底褶皱属于寒武纪后形成的统称为年青地台。一般来说，年青地台的活动性稍强。

地壳发展的方向问题，迄今还未得到一致的结论。一些地质学家认为地壳的发展方向是由地槽有次序地转变为地台，地槽的面积在不断缩小，地台的面积则不断扩大。

这一过程一般是不可逆的。可以把地壳的发展概括为三个大阶段，前地槽期（前寒武纪时期，广大面积为地槽）；地槽、地台并存期；地台活化（地洼）期。另一些学者则认为地壳的发展是由原始古陆不断破裂，在破裂处形成地槽。

地槽、地台学说是一百年以前在欧美建立起来的大地构造学说，它主要是用地质学方法来研究大陆上造山带的发生、发展历史。该学说在近一个世纪以来在国际地质界长期占据着统治地位，对地质学的发展起过一定促进作用。

自从海底扩张和板块构造学说提出后，许多地质工作者都企图把板块构造和槽台学说联系起来，使这两种大地构造观点渐趋统一。

第三节　地质力学概述

地质力学是我国卓越的科学家李四光所创立的，他立足于中国构造的实际，逐步地创立了自己的理论。成为现今构造地质领域中的一个独立的学派。

一、地质力学的概念

地质力学的主要内容是运用力学原理研究地壳构造和地壳运动规律。它是地质学和力学相结合的一门边缘学科。它从研究地质构造现象的力学本质出发，寻找出各种构造现象的内在联系，建立起不同类型的构造体系；进而探索形成构造体系的地壳运动的方式、方向和发生时期；并且研究地壳运动的起源和动力来源问题；同时为找矿、水文、工程、地震等的构造控制提供理论基础。

二、地质力学的基本观点

（一）构造形迹的力学分析

地质力学把各种构造变形在地壳中留下的痕迹称为构造形迹，表示构造形迹的面，称结构面。地质力学用结构面的力学性质分析来研究各种构造形迹的力学性质和各种构造变动类型。褶曲轴面、断层面、节理面等都是结构面（structural plane）。按照力学性质可分为张性、压性、扭性等结构面。地壳上各种构造形迹，例如褶皱、断裂、劈理、线理等等，虽然形态各异，性质不同，但每一个构造形迹都不是孤立存在的。可以把由于同一构造运动所形成的，在力学上能反映一定方式的内在联系的构造形迹按其展布和组合规律，归纳出各种构造体系（stuctural system）。

因此，分析各种构造形迹的力学性质；归纳各种型式的构造体系；并通过模拟实验，再造形成构造体系的应力场；并进一步探讨构造运动的原因，这样就构成了地质力学的方法和步骤。

（二）构造体系

李四光给构造体系的概念下了确切的定义，即“构造体系是许多不同形态、不同性质、不同级别和不同序次，但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体”。

地质力学将地壳上常见的构造体系归纳为三大类：

1．纬向构造体系　　这类体系由走向东西的挤压构造带所组成。东西纬向构造带在地壳上分布极广，规模也极宏伟，实质上它是全球性的构造体系。这种东西向挤压构造带往往表现为巨型隆起带、沉降带、复式褶皱带、冲断带、变质带、岩浆岩带等，一般都有着长期发展的历史，经历了反复多次的构造运动而形成的。

地球上的纬向带可以与其它行星的环带构造相比，例如木星上也存在着与赤道平行的带状构造。因为各个星球有类似的运动方式（自转）的影响，也可以造成类似的构造形式。

我国有三条巨型的纬向构造带，即阴山-天山构造带，它大致在北纬40—44°之间；秦岭-昆仑构造带，大致位于北纬32°30′—34°30′之间；南岭构造带，大致位于北纬23°30′—25°30′之间（图19—4）。

2．经向构造体系　　该构造体系的主体是由平行地球子午线延伸的强烈挤压带以及巨大的张裂带构成的，出现在大陆地区的经向带主要表现为挤压带，个别地带也有张性活动。出现在大洋地区的经向带主要表现为张裂带。

东非裂谷，太平洋中隆和大西洋中脊都是地球上规模巨大的经向张裂带。美洲西部的

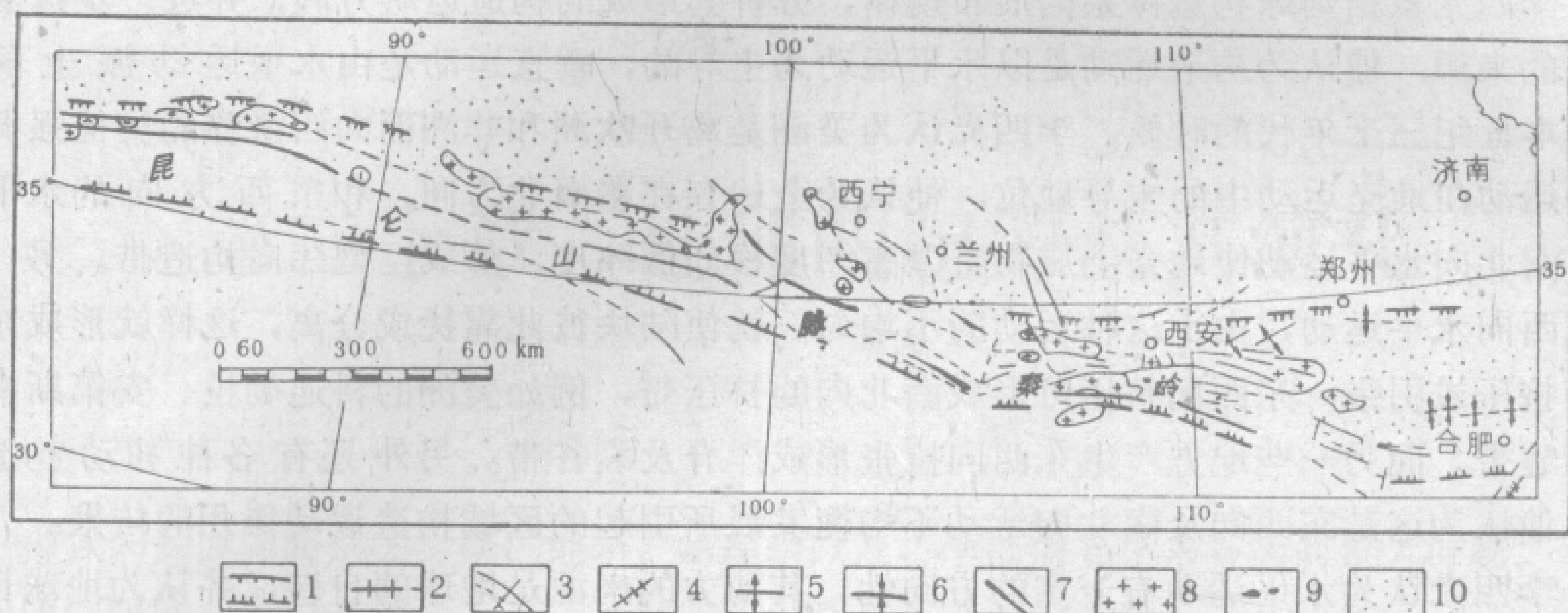


图 19—4 秦岭-昆仑构造带略图

1—纬向构造带范围；2—走向东西的主要断层带；3—其它扭动构造体系；4—挤压带；5—复式背斜；6—复式向斜；7—褶皱走向；8—酸性侵入体；9—基性超基性侵入体；10—中新生代盆地

科迪勒拉-安第斯山系，是南北延伸的巨大挤压带。出现在我国的主要经向带如川滇经向带、贺兰山经向带及吕梁山经向带等等。

3．扭动构造体系　　各种扭动体系主要反映区域构造运动的结果，可以分为不同类型的扭动构造型式，如多字型构造、山字型构造、旋卷构造、棋盘格式构造及入字形构造等。

山字型构造是一种比较复杂的扭动型构造型式，因它的总体形态象古汉字中的“屮”字而得名（图19—5）。大多数山字型构造是由于南北向或东西向挤压作用引起的地壳表层不均匀滑动的结果。我国比较典型的山字型实例，如淮阳山字型构造，是我国长江中下游的一个重要构造体系。祁阳山字型构造体系，展布于湖南衡阳西侧的祁阳、邵阳地区。

（三）构造体系的成因

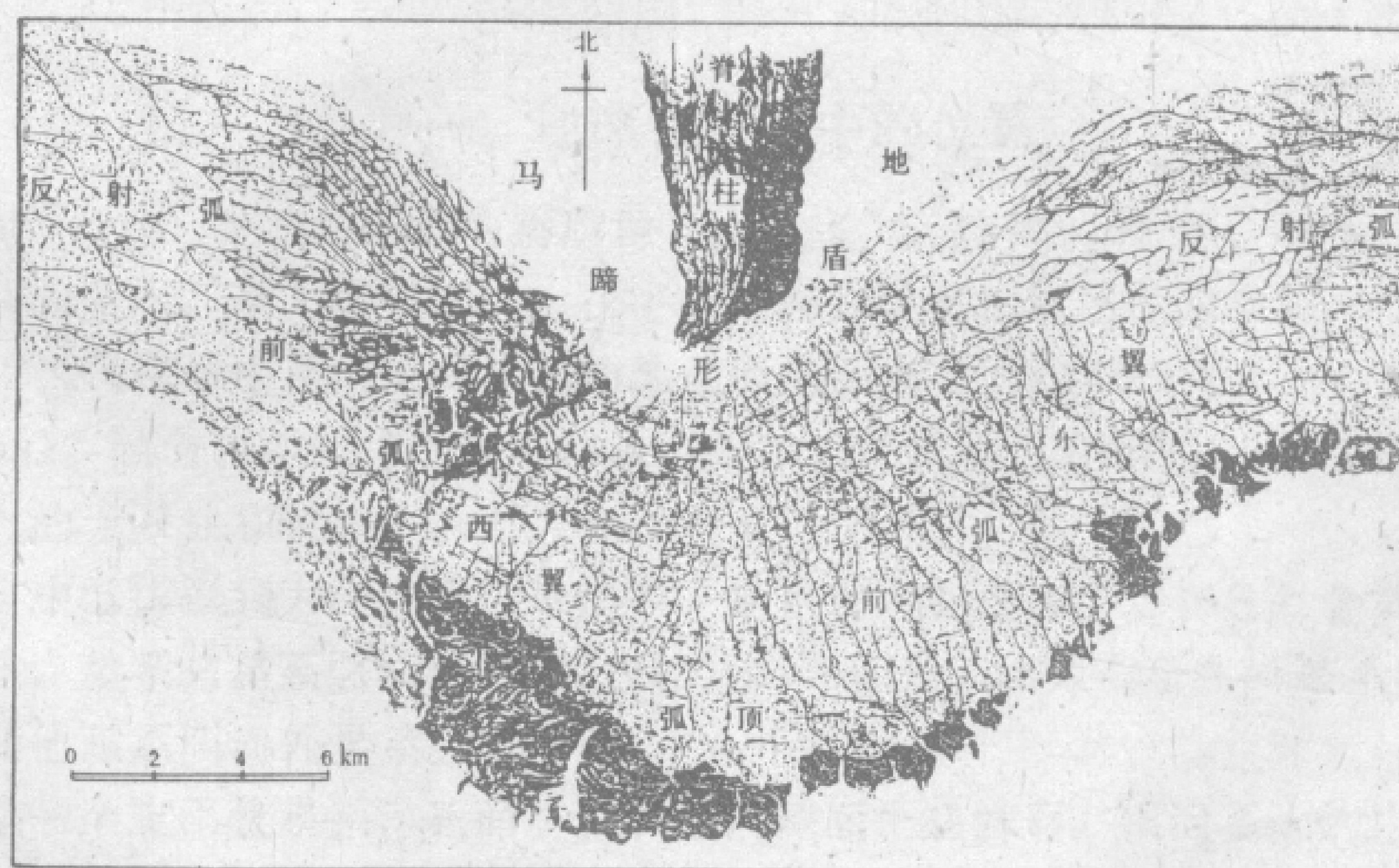


图 19—5 小型山字型轮廓

（按航空摄影显示的地表形象描绘）（据 李四光）

李四光根据全球构造体系的展布规律，分析其形成的构造运动方向，并进一步探求其动力的来源。他认为构造运动是以水平运动为主导的，垂直运动是由水平运动派生的。早在本世纪三十年代的时候，李四光认为美洲是离开欧洲和非洲而向西滑移的。他强调了水平运动在地壳运动中的主导地位。他认为全球存在着南北方向，和东西方向的水平运动。南北向水平运动使地壳上层物质以高纬度移向低纬度，形成巨型纬向构造带。另一种是东西向水平运动，由于这种运动的不均匀，就使陆块彼此靠扰或分离，这样就形成东西向的挤压或引张。东西向挤压可形成南北向的挤压带，例如美洲的科迪勒拉、安第斯南北向褶皱带。而另一些地方产生东西向拉张形成洋脊及裂谷带。另外还有各种扭动构造体系，他认为这是东西向及南北向运动不均衡发展所引起的区域构造运动作用的结果。

李四光认为水平运动有一定的方向性，其动力的来源是地球的自转，并认为地球自转速度的变化是产生各种构造体系的主要原因。

第二十章　地球的起源及其演化

第一节　概　　述

地球的起源问题是天文学、地学、物理学以及哲学都需要寻求答案的重大课题。对这个问题的研究，不论在理论上，还是在实践上都具有重大的意义。

关于地球的起源早在远古时期就有各种各样神奇的、迷信的甚至是荒诞的传说。到了十八世纪，这个问题进入了科学的假说阶段。近 200 年来，不少自然科学家对这个问题作过各种努力，以求得到合理的解释。

地球的起源一方面与地球的化学组成、各种地球物理场、地热状态的演化、以及岩石圈、大气圈、水圈和生物圈的起源等有密切的关系（这对人类探寻与开发自然资源和改造自然环境的实践有重大意义）；另一方面与人们的思维和认识问题的方法有关。地球起源问题的研究史本身就是一部唯物主义与唯心主义，辩证法与形而上学两种世界观的斗争史。因此，它对整个自然科学和哲学的发展是一个有重大影响的基本理论问题

近年来越来越多的事实表明，地球上的地层、岩石和各种地质现象不仅反映了地球的发展历史；而且还在一定程度上反映了地球在宇宙空间中运动状态的历史，即反映了太阳、太阳系和银河系等天体和天体体系的演变及其对地球的影响历史。各种信息表明，地球的形成是与宇宙的影响分不开的，与太阳系的形成和发展是密切相关的。

第二节　太阳系的组成及其基本特点

一、地球在宇宙中的位置

宇宙（universe）是我们周围的物质世界。“宇”是空间的概念，是无边无际的，“宙”是时间的概念，是无始无终的。在宇宙空间弥漫着形形色色的物质，都在不停地运动、变化着。当代科学水平所能观测到的最远的星系离我们约 10^{10} 光年（一光年约等于 94.6×10^{12}km）。随着科学技术的发展，人类对宇宙的认识也在不断扩大。这充分说明了宇宙在空间上的无限性和时间上的无穷性。

目前宇宙中已认识到大约有十亿个星系。星系有大有小，小者有几万个恒星，大者有上千亿个恒星。星系与星系之间的平均距离约为1.6亿光年。太阳所在的星系叫银河系，银河系以外的其他星系叫河外星系。

银河系是一个旋涡状星系，正面呈旋涡形，侧面呈扁饼形。银河系大约由1500多亿颗各种类型的恒星、星云等星际物质和各种射线组成。银河系直径约10万光年，中心厚度约0.66万光年。太阳系距银河系中心约27700光年。太阳在银河系里只是一颗中等恒星。有的恒星体积比太阳大100亿倍，亮度比太阳大几十万倍，密度却只有太阳的几亿分之一。有

的恒星体积比月球还小，亮度比太阳小几十万倍，密度却比太阳大几十万倍。有的恒星表面温度达10万度，而有的恒星表面温度只有960℃。

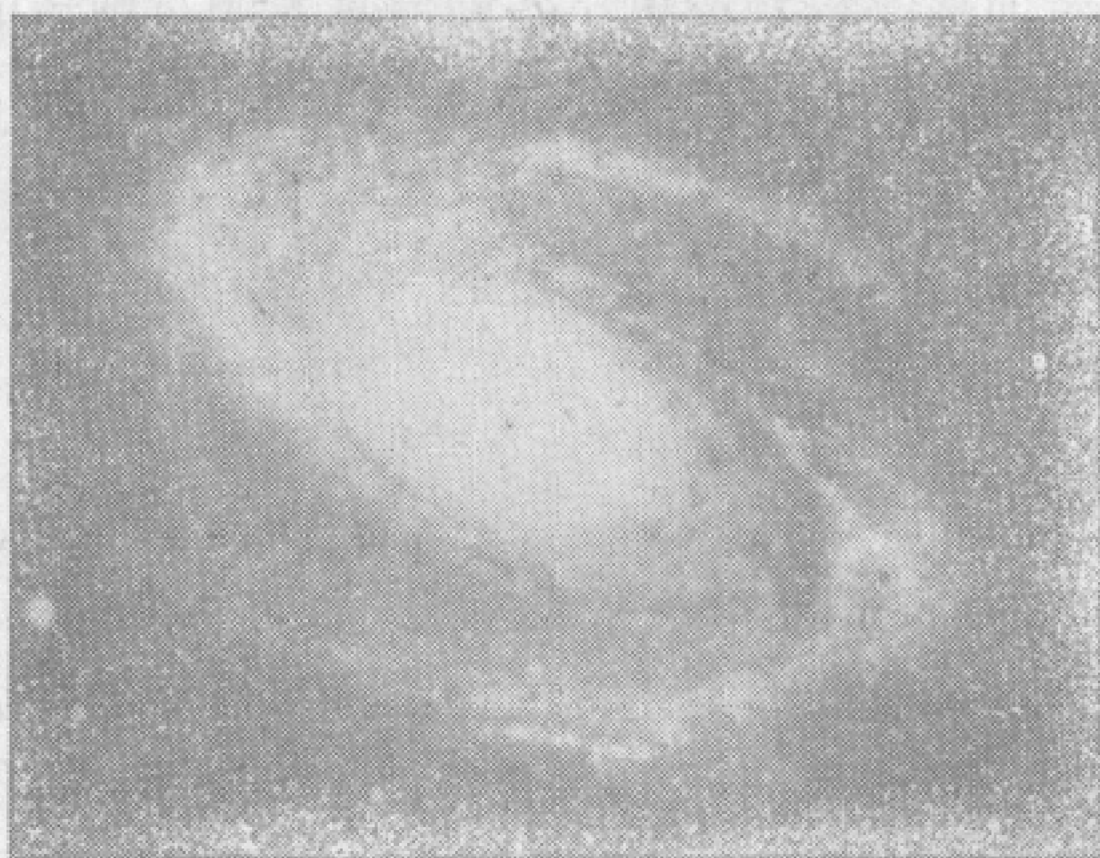
银河系中除恒星外还有很多星云。星云是密集的气体和尘埃组成的云雾状物质。星云有各种形状，有发光的亮星云和不发光的暗星云。有的大星云直径为太阳系的26300倍，而密度却只有太阳的几十分之一到几百分之一。

在恒星和星云等星体之间的广阔空间并非虚空无物，而是充满着星际物质。它是由星际尘埃（直径0.3—3μm）和星际气体组成的，其密度很小，只有地面大气的万亿分之一。

银河系是一个庞大的天体体系，但是在广大的宇宙中毕竟还是一个很小的星系，至于银河系以外的河外星云，我们知道的还不多，近年来天文摄影已经拍摄到十几亿个星系，它们的形状呈卵状、椭球状和透镜状，而最多的是呈旋涡状（图20—1）。

二、太 阳 系

太阳系（solar system）以太阳为中心。太阳是一个质量十分巨大，能发出强烈的光和热的天体。围绕太阳旋转的是一个行星体系，共有九个大行星，按它们与太阳的距离，由近而远为水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星、冥王星（图20—2）。太阳系目前以冥王星轨道为边界，直径为 11.8×10^{9}km，约等于79个天文单位（天文学上把地球到太阳的距离1.5×10^{8}km作为一个天文单位）。根据行星的物理、化学性质，可分为两类，即类地行星和类木行星。在火星和木星之间尚有2100多颗小行星，600 颗以上的彗星也绕日运行。太阳系迄今已发现有50多颗卫星绕着各自的行星运行。太阳系里还有无数的陨星、星际物质、太阳辐射线和宇宙射线等。


图 20—1　离地球最近的河外旋涡状星云（仙女座）

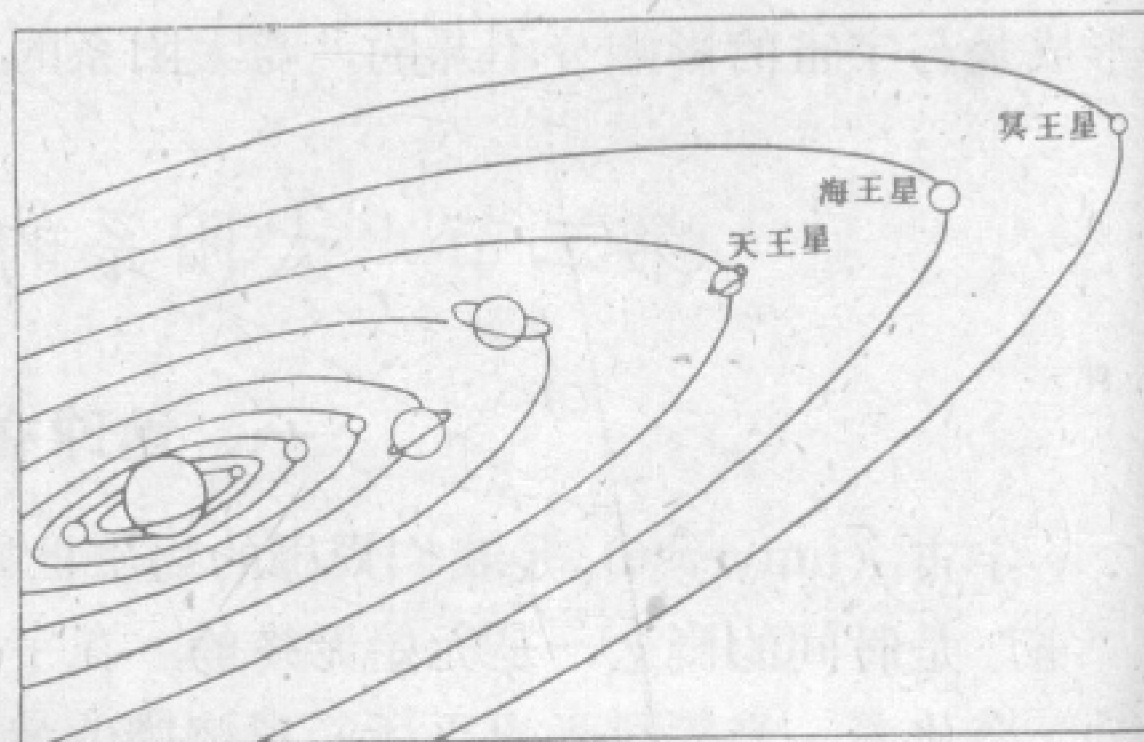


图 20—2　行星运行轨道示意图

九大行星的体积以木星最大，水星最小（如图 20—3 所示）。在太阳系内，太阳的质量约为该系各行星系总质量的150倍，占太阳系总质量的99%以上（2×10^{30}kg），但太阳的角动量只占全系统角动量的2%（3.155×10^{50}g·cm/s）。全部行星的质量总和虽小，而角动量却占全系统的98%以上。绝大部分行星绕太阳运行的方向和其自转方向相同，也和太阳自转的方向一致。行星运行的轨道都是扁率不大的椭圆，轨道平面与太阳赤道面很接近。

（一）太阳

太阳的直径139.2×10^{4}km，为地球直径的109 倍，体积为地球体积的 130 万倍，质量

为地球质量的33.3万倍。密度却只有地球密度的四分之一。根据光谱分析，太阳大气中有73种元素。太阳最多的元素是氢、按质量占71%；其次是氦，占26.5%；氧、碳、氮、氖等气体约占2%；镁、镍、硅、硫、铁、钙等约占0.4%以上；其余60多种元素不足0.1%。

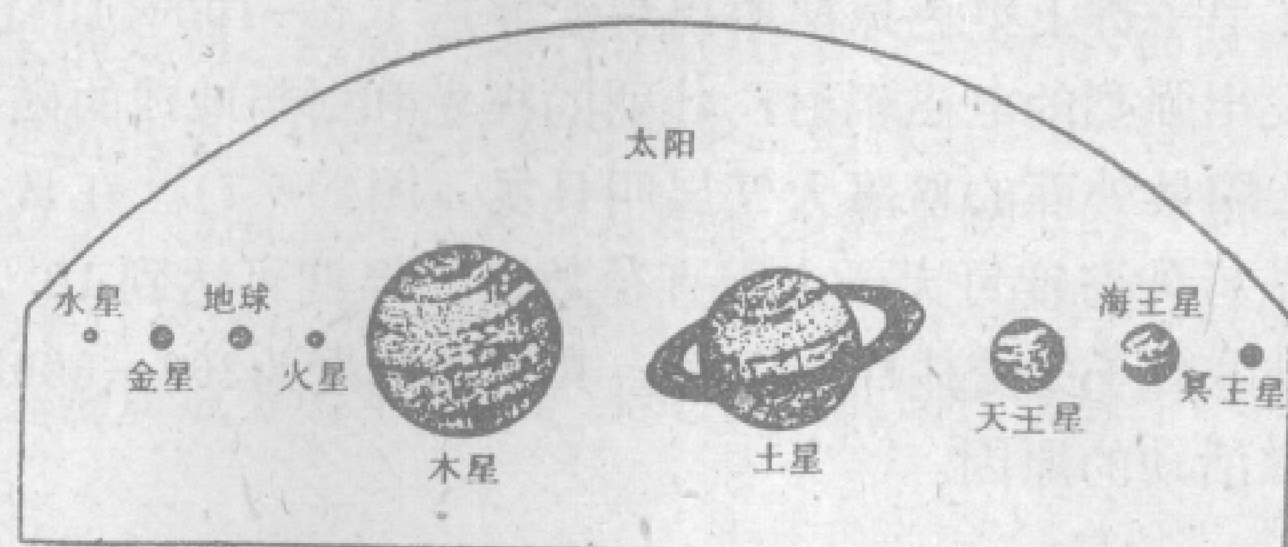


图 20—3 太阳系九大行星的体积比例

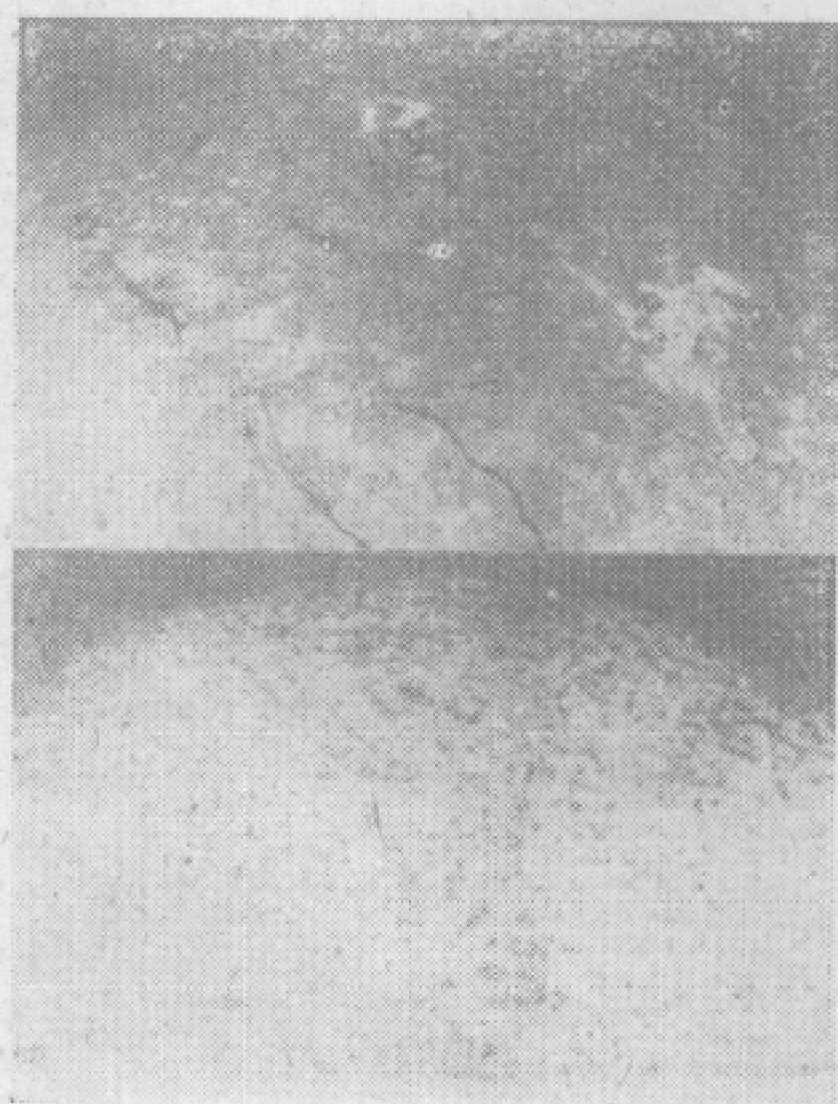


图 20—4 太阳的表面结构



图 20—5 太阳黑子群照片

太阳表面温度达6000℃，内核温度从理论上推测为氏 2000×10^4—3000×10^4℃。所以太阳上的物质不可能凝固，而是一个炽热的气体球，既没有岩石圈也没有水圈（图20—4）。

太阳的表面是一层光采夺目的光球层即通常说的日面。这层的厚度约200—1000km，它不断地发出光和热，太阳表面每平方厘米的辐射强度为 6.2×10^3J/s。光球表面布满着无数直径为1000km的亮斑，是光球中上升的热气的顶部。在日面上可以看到物质的流动以及象舌状的物质流动。有时有成群的黑色斑点叫黑子（sunspot）。黑子是光球上的旋涡，它的温度比日面温度低1000℃以上，因此看起来是黑暗的（图20—5）。黑子大小极不相等，大者直径可达59200km。黑子的大小经常改变，位置也在不断地变动，变化周期平均是11a。太阳黑子有很强的磁性，磁场强度一般为0.2—0.3T，最大可达0.45T，所以当出现较多的太阳黑子时，地球上就出现极光现象以及引起地球磁场的剧烈扰动和磁暴。

光球层的外面是炽热的、稀薄的气层，好象染成鲜红色的大气称为色球层，厚达3000—

5000km。日全食时可以看到呈玫瑰色。色球层是由无数不断奔腾的红色火舌组成的。有的地方这种炽热的巨大的上升气流可上升到高出色球层3000—4000km甚至20—100×10^4km以上。这种红色火焰柱叫日珥。日全食时在日面的边缘可以见到日珥（图20—6）。

当黑子最多时，在黑子群上空色球层中出现温度达1.5—100×10^4℃的亮点，这是色球的爆发叫耀斑。可发出强烈的电磁辐射，壮丽的极光和引起地球的磁暴现像。

在色球的外面，太阳最外面的稀薄大气层叫日冕（图20—7）。在日全食时才能见到，它呈现一片银色的光。延伸高度可大于太阳直径数倍。温度可达到10^{10}℃。日冕连续不断地向四外膨胀，产生带电粒子的流体叫太阳风。其运动速度为300—600km/s。太阳风也是引起地球上极光和地磁活动的原因。

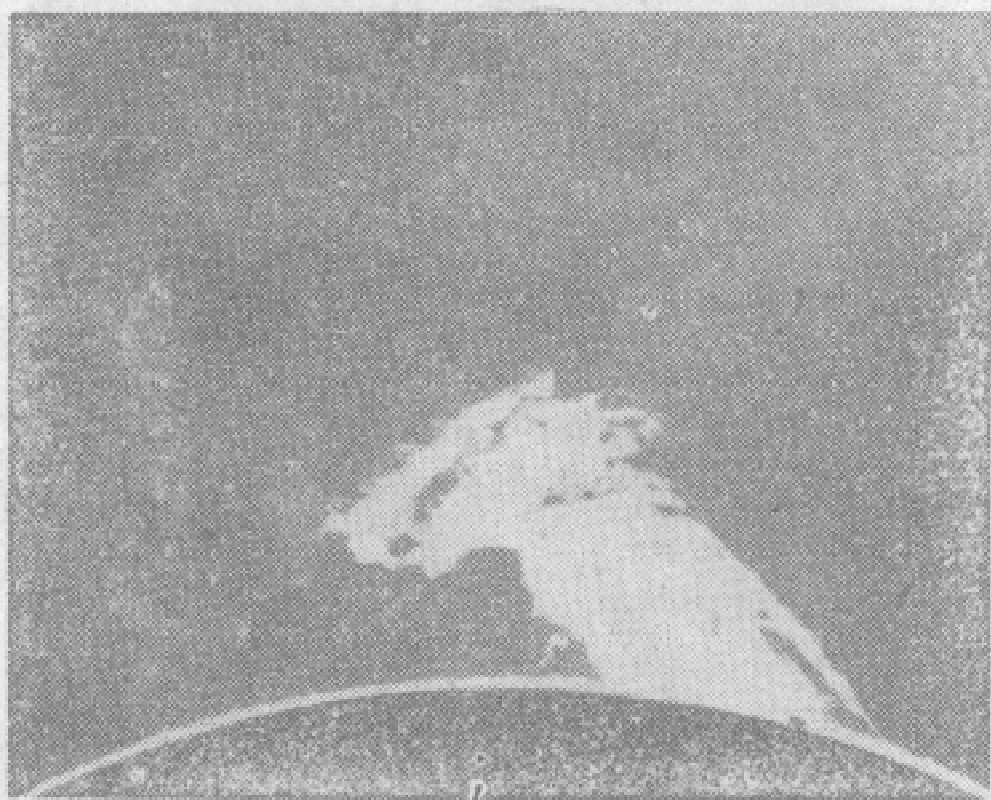


图 20—6 日珥

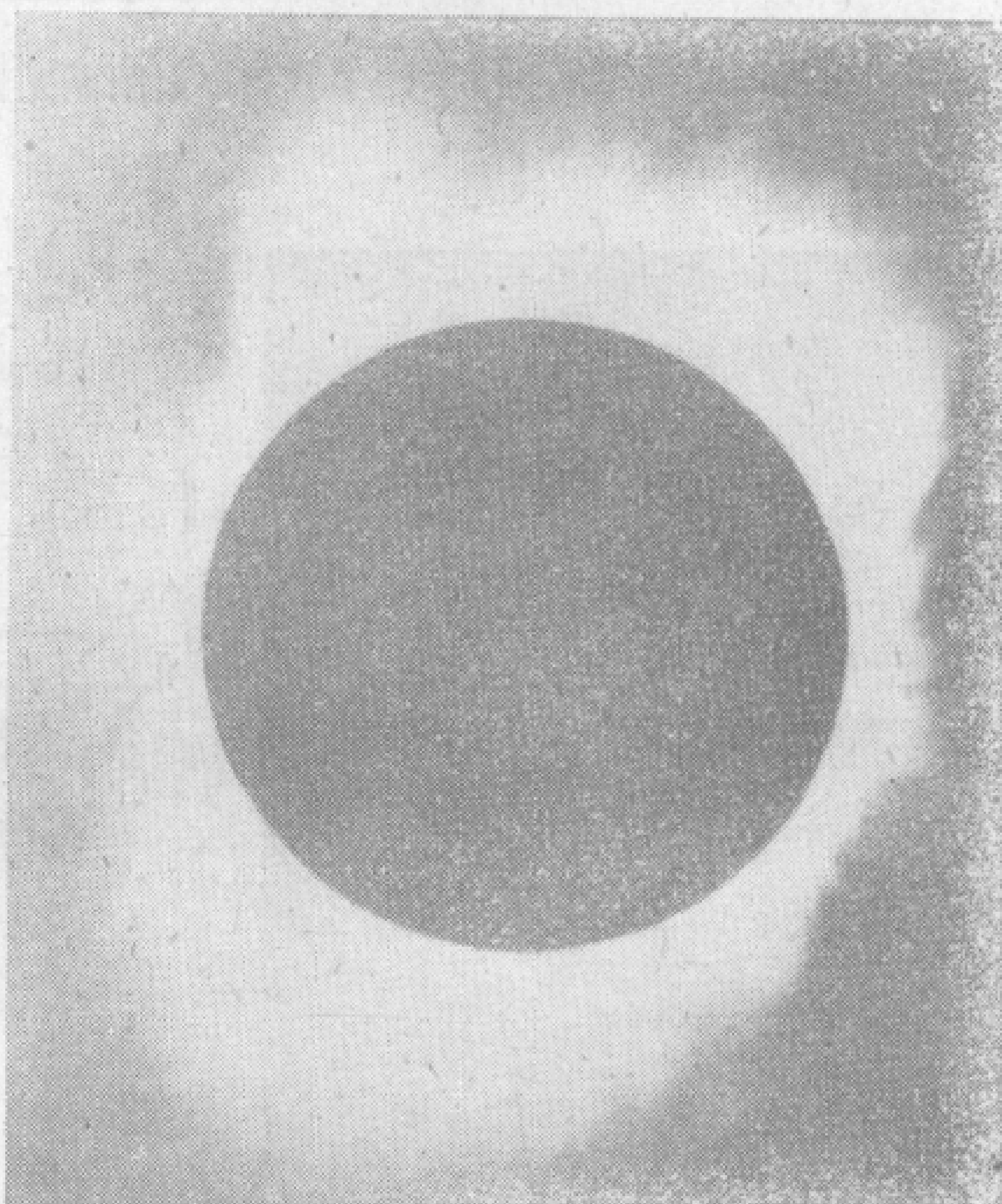


图 20—7 日冕

关于太阳内部的特征，目前还知道得很少。只是根据太阳表面物理现象和主要成分来分析推断的。太阳中心密度推测为160g/cm^3，中心压力推测达34.4×10^{13}Pa，中心温度可能达到1.5×10^7℃。可见中心核是处于超高压和超高温的环境。

天文学家很久以来就在思考恒星和太阳能量的来源问题。本世纪三十年代末，物理学家从理论上发现，原子核反应可以产生巨大的能量。物理学和天文学就是用核能源的理论来解释太阳能量的来源。

（二）行星

随着近代空间科学技术、天文学、地学的发展和互相渗透，一门新兴的科学宇宙地质学或比较行星地质学获得了飞速的发展。六十年代以来一系列空间探测器的发射和在月球表面软着陆，例如“阿波罗”（Apollo）和“月球”（Луна）等空间探测器，曾十次登上月球进行探测和取样，对月球的主要科学问题有了轮廓性的认识。“金星号”，“火星号”、“先驱者”和“海盗”等宇宙飞船相继飞往各大行星，送回大量信息和摄影资料。这些成就大

大地丰富了我们对太阳系各行星的物质组成、表面特征、内部构造以及物理场等的认识。

1. 行星的物质组成及有关参数　根据天文观测以及宇宙飞船了解到的资料，各行星的物质组成没有根本上的差别，可以认为各行星的物质成分是统一的。所不同的是各种成分的比例和物态上的差别。例如，CO_2和H_2O在各行星均有，而以地球上最多；H_2O、CO_2在其它行星上大多是呈液态，CO_2呈气态的很少。但在金星上气态CO_2很多，而气态的H_2O则很少，液态的H_2O几乎没有。火星的CO_2绝大多数是固态的（叫干冰），H_2O也是固态的（叫水冰）。在类木行星中，木星的气体以H_2占优势，土星则以NH_3和H_2为主。类木行星的液态物质和固态物质成分尚不清楚。类地行星的固体物质中以硅酸盐矿物和由其组成的岩石占优势。

各行星的有关参数见表20—1

表 20—1 行星的物理参数

行星	质量		赤道半径		扁率	体积与地球比	平均密度 (g/cm³)	表面重力加速度与地球比	逃逸速度 (km/s)
	g	与地球比	km	与地球比	$(\frac{a-c}{a})$				
水　星	3.33×10^{26}	0.0554	2440	0.383	0.0	0.056	5.46	0.37	4.3
金　星	4.87×10^{27}	0.815	6050	0.949	0.0	0.856	5.26	0.88	10.3
地　球	5.976×10^{27}	1.000	6378	1.000	0.0034	1.000	5.52	1.00	11.2
火　星	6.421×10^{26}	0.1075	3395	0.532	0.009	0.150	3.96	0.38	5.0
木　星	1.900×10^{30}	317.94	71400	11.22	0.0648	1.316	1.33	2.64	59.5
土　星	5.688×10^{29}	95.18	60000	9.41	1.108	745.000	0.70	1.15	35.6
天王星	8.742×10^{28}	14.63	25900	4.06	0.0303	65.200	1.24	1.17	21.4
海王星	1.029×29^{29}	17.22	24750	3.88	0.0259	57.100	1.66	1.18	23.6
冥王星	1.40×10^{25}	0.0024	1350	0.212	?	0.009	1.50	0.05	1.2

（数字来源于《中国大百科全书》，1980.12）

2. 行星的大气层及其成因　根据各探测器对月球及行星大气的探测的结果表明，水星有极稀薄的大气层，其压力只有133pa，相当于地球上空50km高度处的压力。到目前为止还没有发现水星的大气层中存在的水蒸气，或者在其表面及其内部存在有其它相的水。

地球和金星都具有复杂的大气层。由于金星距太阳近，表面温度高，并且没有水圈，所以产生了浓密的CO_2气圈。金星中的CO_2估计比地球多250倍。金星的表面一直被云雾状大气遮蔽，因此，它的真正形状尚不太清楚。金星表面的温度约500℃，压力为10^7pa。

根据"海盗1号"飞船直接观察得知，火星上的大气是非常稀薄的。大气的主要成分是二氧化碳，还有氮3%，氩1—2%，以及水蒸气及臭氧等。

根据近来的观测，笼罩木星周围的大气主要是氢、氦、氨、甲烷和水等。据推测木星表层有呈条斑状的白色云顶，这可能是与氨的结晶有关。

其他类木行星大气的成分大致与木星相似，但目前研究得很不够。

关于地球和其他行星的大气来源，一种观点认为是当地球和其他行星形成时，捕获太阳星云中的气体，因而大气层中的气体具有太阳星云原始的气体成分。另一种观点认为是各行星内部的物质通过熔融，经气化过程（如火山喷发）而被行星捕获保留下来。一般认为类地行星由于距太阳较近，质量小，早期的太阳风驱赶作用强烈，行星形成时表面所捕

获的气体几乎被驱赶殆尽，因而地球和类地行星的大气层是次生的，主要是通过行星内部物质的熔融，经气化过程，逐渐形成大气层。而类木行星质量较大，距太阳较远，温度低，早期太阳风驱赶作用不强烈，因之，大气层的来源主要是行星形成时捕获星云中的气体，并保持着星云气体的成分和同位素的比值。

3．行星的表面特征及其成因　近年来，行星探测器获得了月球、水星、金星与火星的地形资料与照片，并且已经编制出行星的“地形图”，“地貌图”和“地质构造图”。

行星表面上有很多类似地球的地貌特征，而最令人注目的是环形坑。环形坑的直径从几米到几百公里，外形呈圆形，周围环绕有高峻的山脊。大型的环形构造呈盆形，盆底十分平坦，直径可达几百至几千公里，周围是由环形的断块山地构成一个或几个同心环的阶坎。

据“水手”10号卫星拍摄的照片可以看出，水星的表面布满了环形坑（图20—8）、盆地、平原和延伸几百公里的悬崖峭壁。由于水星表面没有大气和水体，所以没有风化、侵蚀等外力地质作用的痕迹。水星离太阳最近，它所受到的辐射强度约为地球的7倍多。但是，因为水星的自转与公转速度相等，所以有一面常年对着太阳，受到太阳光的强烈辐射，估计温度可达350℃，而在其背面则因常年得不到太阳的辐射，绝对温度可能只有0°左右。

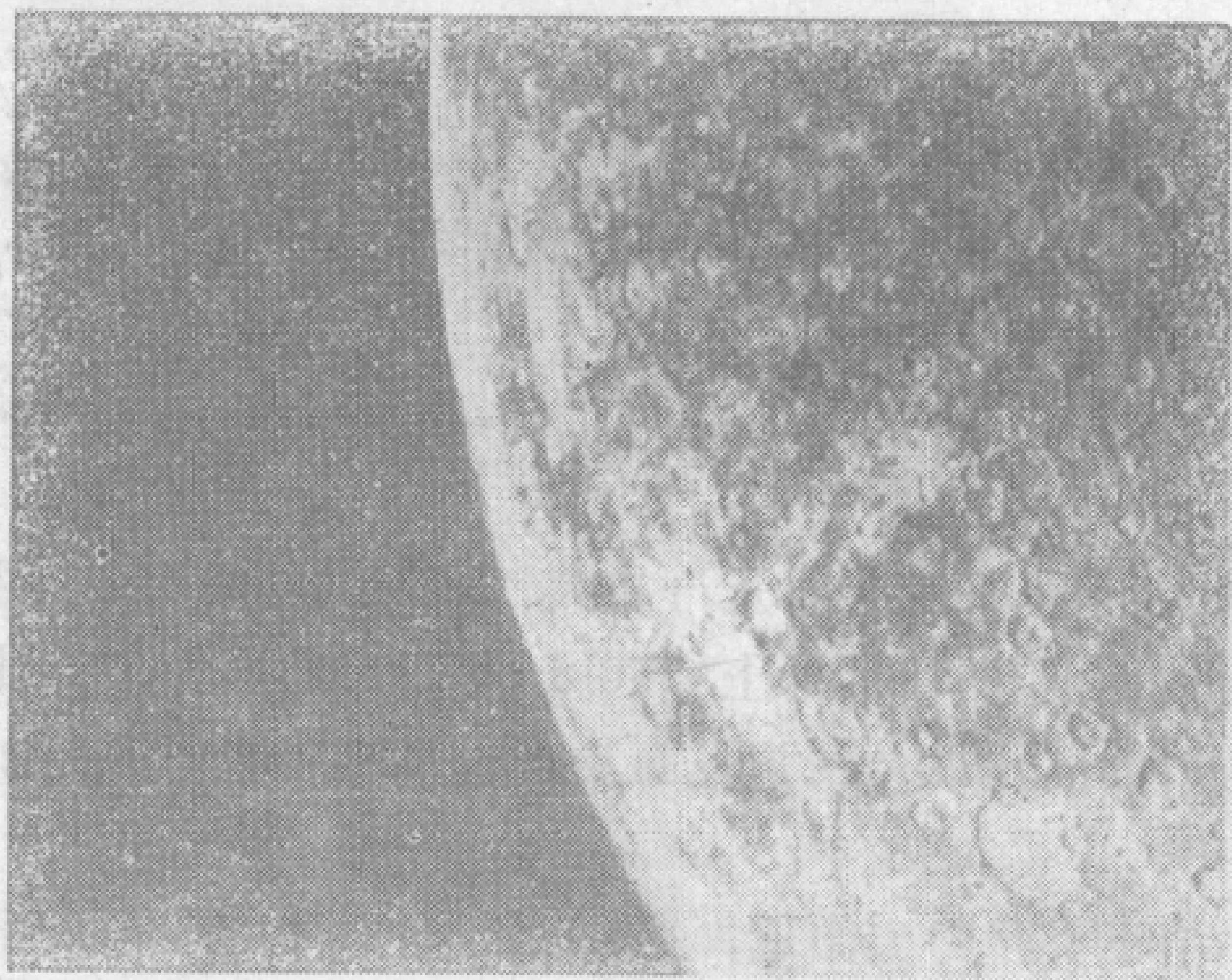


图 20—8　水星表面上的环形坑

金星表面被浓密的大气层所覆盖。因为，金星离太阳较近，所以它获得的太阳光能是地球的两倍。但由于金星外壳有一层厚云层反射了这些光的大部分，因而它所吸收的太阳能在数量上几乎同地球一样多。基于这些类似情况，许多研究者认为，金星表面上的条件和地球表面上的条件是很相似的。但是根据实际观测表明，金星的表面条件与地球有很大的差别。例如金星，表面温度高达480℃。大气不是由氮和氧组成，而是由二氧化碳所组成。金星表面的大气压是地球表面大气压的90倍。

根据“水手”、“火星”及“海盗”等多颗卫星的探测，火星表面的地形极为复杂。它有古老的高地、环形坑、山脉、有经改造的平原和波状起伏的地形等。

火星表面广泛分布着火山作用形成的地形。如有名的奥林匹斯山(Olympus mount)，是一座外观完整的火山锥，直径约600km。它的顶峰高出周围平原25km。火山口的直径达65km，熔岩溢流到火山的侧面，形成从中心放射出的羽状结构（图20—9)。在地球上还未发现这样大的火山。据推断，这些火山可能刚熄灭不久。

火星地形上发育有大而密集的环形坑，据统计，仅在赤道区的40％范围内，就发现有5万多个直径大于1km的环形坑，大型的环形盆地如黑拉斯盆地（Hellas Basin）深约

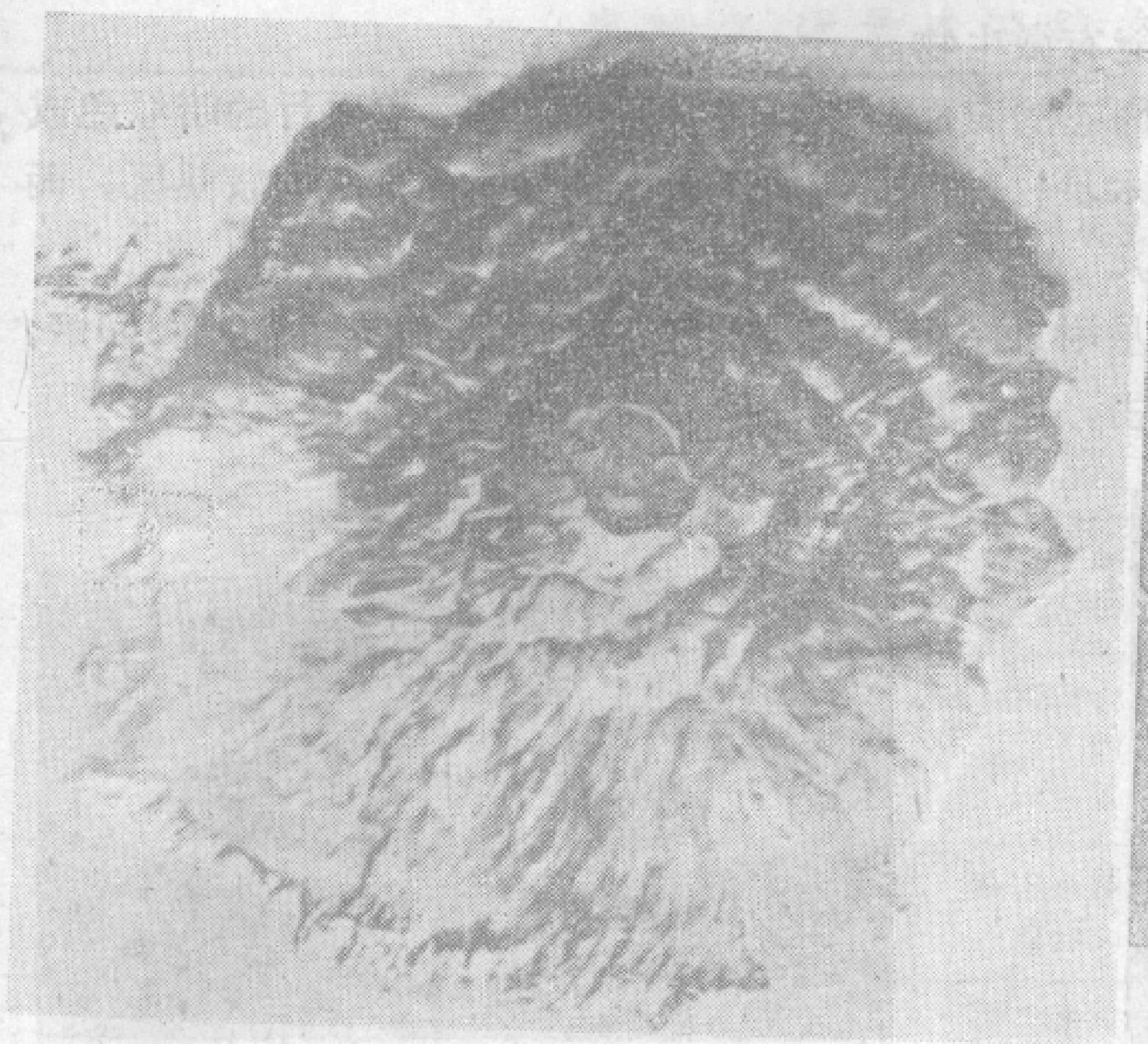


图 20—9 水手9号拍摄的火星奥林匹斯火山锥

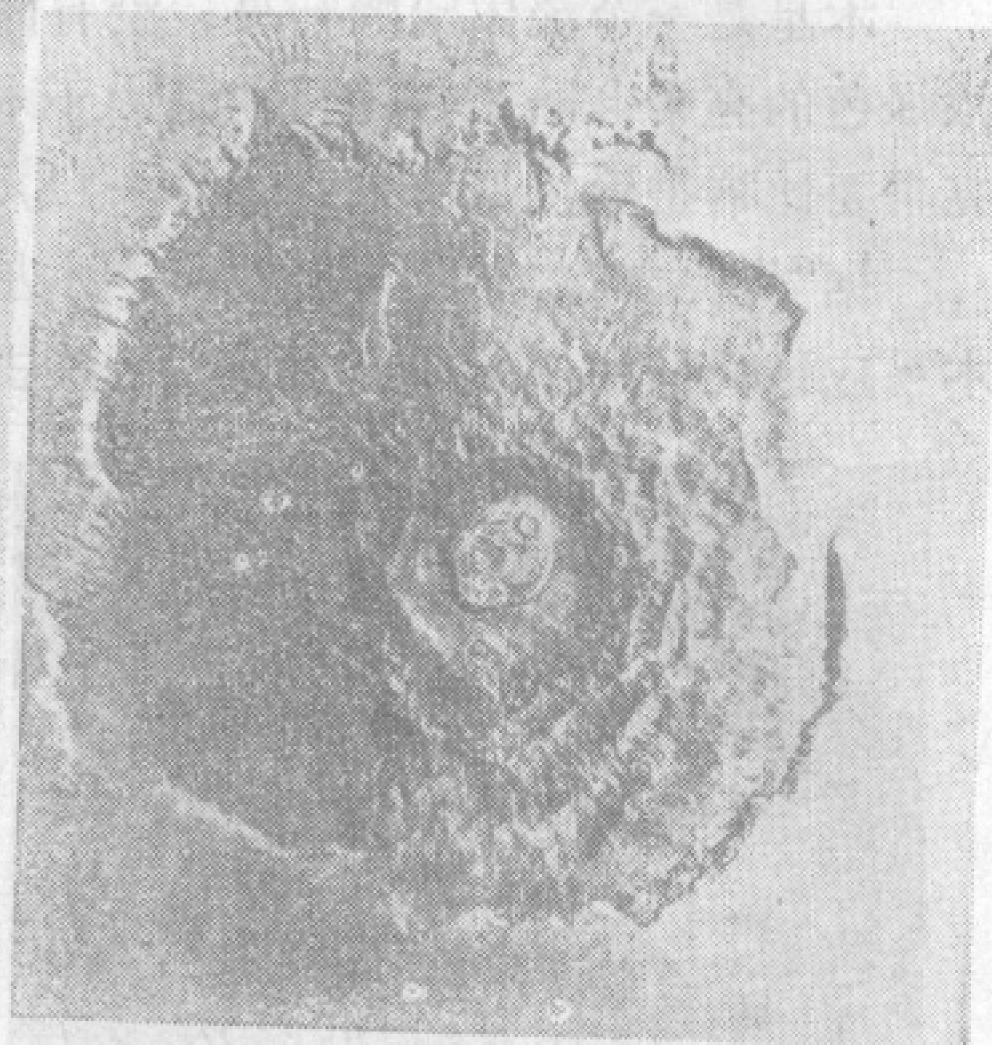


图 20—10 火星上的环形盆

4km，直径可达2000km以上。一般环形坑的直径可达 50—70km（图 20—10）。盆地中堆积有玄武岩质熔岩或火山灰。由于火星上有强大的风暴吹扬作用。所以也有很多风积物。

行星上的这种环形坑大部分是由陨石冲击而成的，我们称之为陨击坑；也有的是火山成因的。地球上在北美、南非、西伯利亚等地区也发现有20多个陨击坑的遗迹。

火星上存在一些白色的极冠，即在两极区存在着灰白色部分，它随着一年四季的变化，会改变其大小，即在冬季变大，夏季缩小。经测定，极冠的温度约96℃，是由固体的CO_2组成的。

火星上的暗色带可能是暗绿色岩带，或者是季节变化引起的大风，把砂质或灰尘吹扬起来所致。也有人曾用偏光观察，认为也许与布满了类似苔藓的低等植物有关。

对火星的土壤研究结果发现，火星表面的岩石富含铁、镁，估计没有大量的富钾的花岗岩物质。火星的表面有足够的水和冰，其与含铁、镁岩石作用而生成含铁粘土。

形成火星地形的主要因素，除岩浆作用，构造运动，火山作用等内营力外，还有冰水剥蚀，沉积作用，陨石的冲击作用和风的吹扬与堆积作用。

17—19世纪许多学者都相信，火星和金星的气候对生命是很适宜的，甚至认为在这些行星上存在着有智慧的人。早在十九世纪人们就已知道，火星围绕轴自转一周大致是24h，它的自转轴对它的轨道平面的倾角大约是24度（几乎和地球的倾角相同）。由此可以推知，在火星围绕太阳周期为687天的过程中，也将经历类似地球那样的四季变化。这些条件都似乎与地球相似，适合于生命的生长。但现在了解的事实却非如此。

火星上虽然也有大气，但非常稀薄，表面气压不到地面气压的百分之一，而且大气成分中百分之九十几是CO_2，氧气不到0.1%，这种成分的大气是不适于人类生存的。火星上的水分极少而且大部分冻结在它的两极，水蒸气的含量也比地球少得多。而且火星上气温变化很大，据探测器着陆时测得，24小时内的最高气温为−31℃，最低为−86℃。截至目前为止，火星上还没有发现任何具有生命的物质。据推测，火星上只有局部地区可能有适

于生命存在的条件，即使如此，也只能有微生物。

木星是一个流体状的行星，没有固态的表面。木星的表面具有与赤道平行的暗红色或浓绿色的亮带和暗带，这可能是由于木星自转而引起的，暗带是大气中下沉的较热区，而亮带要比暗带温度低15℃（图20—11）。

据"先驱者"10号卫星的探测，木星附近宇宙尘埃的密度要比其它行星之间的高300倍，木星应该受到比其他行星更强烈的冲击，但木星并无广泛分布的环形坑。

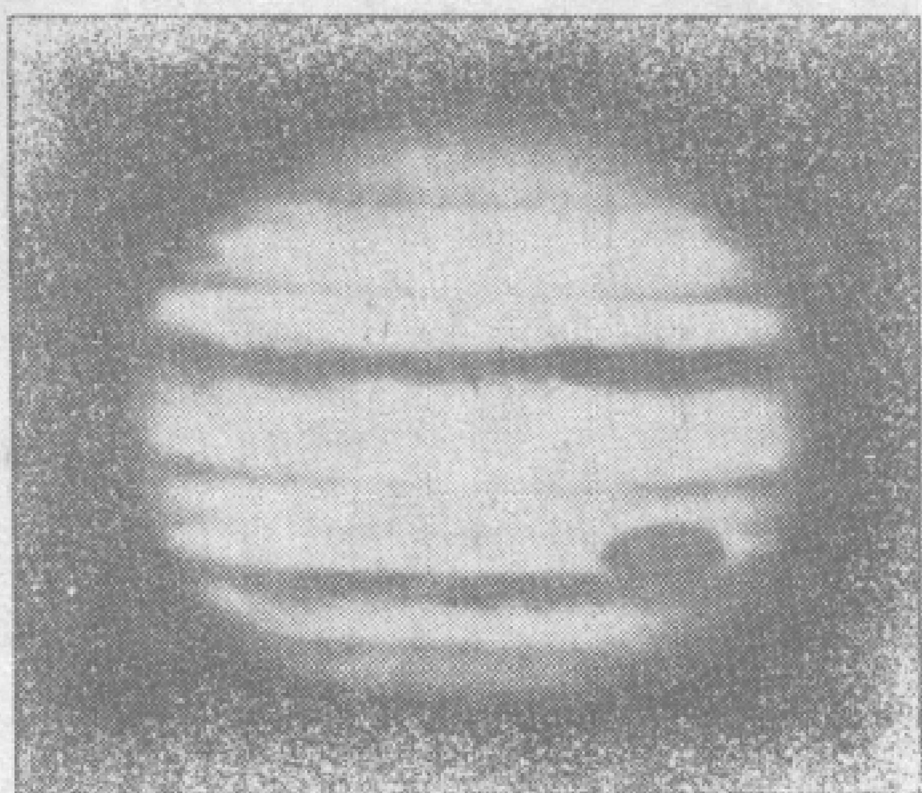


图 20—11　木星的表面形态

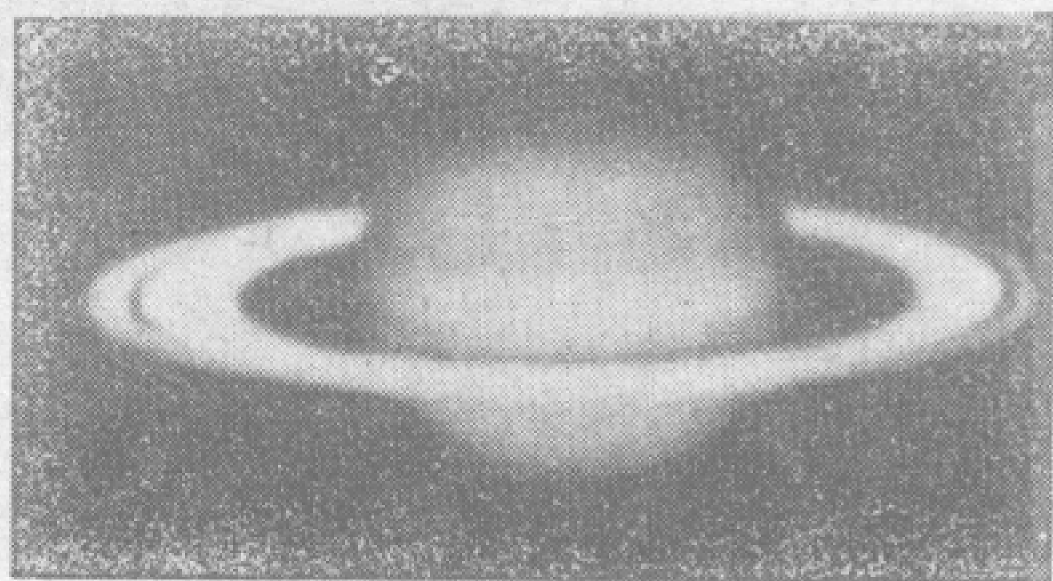


图 20—12　木星的光环

土星表面的光环是最引人入胜的天文美景之一。（图20—12）由外向内可分A、B、C三个环，各环之间有较窄的空隙，叫"环缝"。A环外半径达土星本身的2.3倍，为133600 km。最亮的是B环，C环最暗，这些环似乎是位于同一平面上，是和土星本身的赤道面相一致的。近年来根据各种照明条件下的光度观测表明，认为这种环是由小粒子的冰粒或"雪"聚集形成的现象。

4. 行星的磁场和内部结构　　行星存在着磁场，这一情况可能反映了行星的内部物质和热力状况。已探测到水星到木星都有磁场存在。水星表面磁场的变化幅度从3.5—70 $\times 10^{-8}$T，约等于地球表面磁场强度的百分之一。水星的磁场强度远比金星和火星的磁场强度要强。

"金星"4号卫星的测量结果表明，金星的磁场强度很弱，比地球的磁场至少弱10000倍。这可能因金星温度很高而自转又慢的缘故。火星的磁场也很弱，只有地磁强度的0.1—0.2%。木星却具有很强的磁场，表面磁场强度约为4×10^{-4}T，比地球约大100多倍。木星的磁场和地球的磁场一样也具偶极性，但木星磁场方向同地球的相反。它有一个完整的磁层和辐射带，木星的磁轴与它的自转轴交角为10.8度。据推测土星和天王星也有较强的磁场。

根据对各行星探测器所获得资料的分析和研究，行星内部构造特征综合于表20—2。

行星表面密度均小于平均密度，所以推断行星的内部有重元素的存在。在体积相近，平均密度较大的行星要比平均密度较小的行星的铁/硅酸盐比值大。金星和地球的体积及密度相近，所以两者的成分和内部构造应大致相同，水星体积小而密度大，应有较大的铁/硅酸盐比。行星各圈层的厚度可根据行星的冷却速度来估计。

类木行星的体积大，而平均密度低，所以整体密度也低。

各行星的内部构造与行星的内部热力状态、热历史密切有关。行星的分异作用，火山

表 20—2 行星内部结构模式

星 名	星 壳	星 幔	星 核
水 星 (Mercurg)	富铁硅酸盐（厚500km）	固态硅酸盐（厚200km）	熔融Fe—Ni（厚1700km）
金 星 (Venus)	硅酸盐和碳酸盐（厚100km）	硅酸盐。上幔熔融（厚800km），下幔固态（厚2200km）	Fe—Ni，外核可能有Si加入，内核有FeS、K加入（厚3000km）
月 球[①] (Moon)	玄武岩，斜长岩（60—65km）	Fe—Mg硅酸盐（厚1300km）	Fe—Ni—FeS硅酸盐（厚350km）
火 星 (Mars)	硅酸盐（厚200km）	硅酸盐（厚2000km）	Fe—FeS，熔融，可能有K加入（厚1200km）
木 星 (Jupiter)	液态分子氢（厚27000km）	液态金属氢（厚28000km）	主要Fe、Si构成，固体（厚15000km）
土 星 (Saturm)	液态分子氢（厚26000km）	液态金属氢（厚3000km）	富铁硅酸盐（厚4000km）
天王星 (Uranus)	分子氢层	水冰和氨冰	金属铁
海王星 (Neptune)	H_2、He_2（气态）	冰	
冥王星 (Pluto)			

① 月球在地质方面与类地行星很相似，表中列出可作一般比较，该表根据多种资料综合。

作用、构造运动以及岩浆活动等，都是行星热历史的反映。

月球及内地行星，在太阳星云中聚集时所产生的重力能，早期经太阳风产生的能量，热核子聚集时产生的能量，潮汐作用产生的能量，陨石物质碰撞行星表面所产生的能量，以及放射性同位素衰变能等都对行星的初始温度，早期演化具有重要意义。在行星漫长的演化历史中，长寿命的放射性元素的衰变能更具有特殊重要的意义。

（三）卫星

是围绕行星运行而自已不发光的天体。月球是地球唯一的卫星。迄今为止，随着空间探测器的进展，已发现火星有卫星2个，木星有16个，土星有23个，天王星有5个，海王星有2个，冥王星有1个。水星和金星都没有卫星。这里重点讨论月球的特征。

1. 月球的表面特征　　自古以来对月球有着各种各样的描写。月球的自转周期和公转周期相同，所以总是以同一个面向着地球。

近年来的卫星及登月的探测表明，月球的表面没有水，大气也极稀薄，还不到地球表面大气密度的一万亿分之一。因此，月球上是没有生命的，更没有风、云、雷、雨等天气现象，是一片十分寂静的世界。

月球表面起伏十分明显，因为月球上没有大气，所以它表面的阴影边缘都很清晰，较明亮的区域叫月陆，非常崎岖，有山地。圆形的暗区叫“月海”，还有“湖”、“湾”、“泊”、“溪谷”等。这里所指的湖和海并没有水，只是借用地球上的地貌名称。月球正

面的月海约占整个半球表面的一半。最大的月海是风暴洋，面积约 5×10^6km²，其次为雨海，面积约 8.87×10^5km²。月球表面高出月海的地区称为月陆。在月球正面，月陆的总面积和月海的总面积大体相等，但在月球背面，月陆面积要大得多。

月球表面，特别是月陆地区，布满了大大小小的环形构造（图20—13）。这些构造多为大小不等的凹坑，周围大多环绕有高出月面的环形山，有些在四周还有呈放射状的辐射线条。这种构造称为月坑。据统计，月球上的月坑直径大于1km的约有30万个。

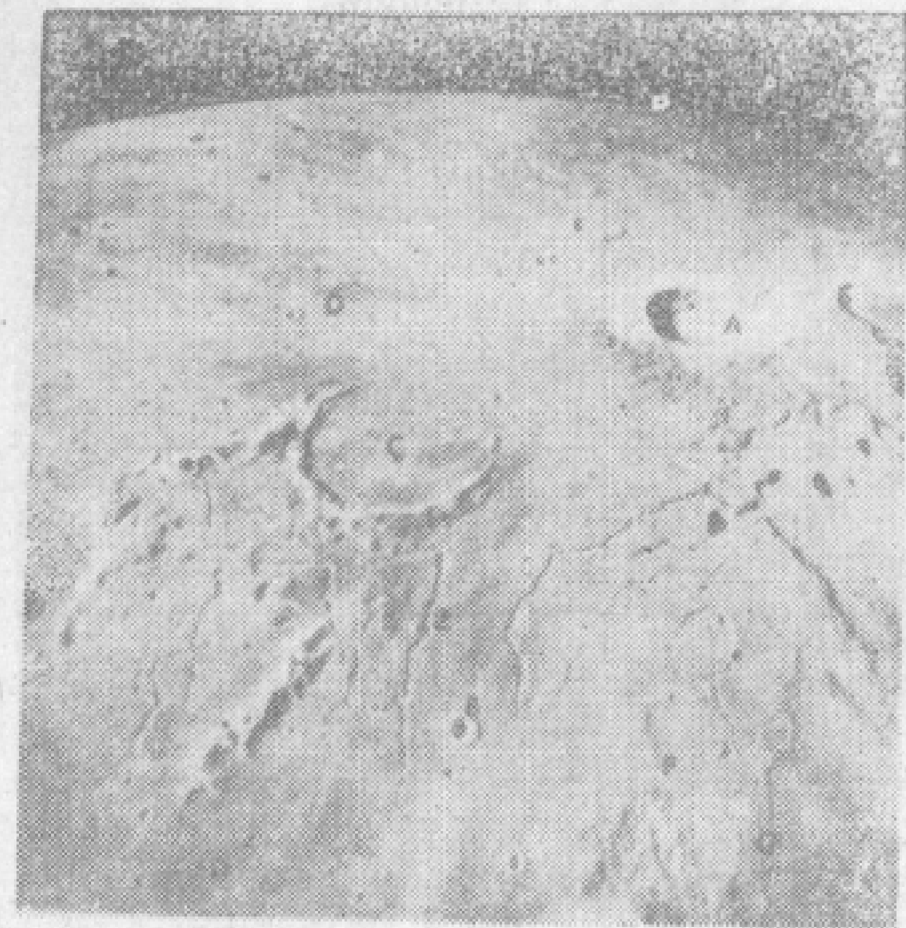


图 20—13　月球的环形山

关于月球和月坑等环形构造成因的最有力假说是陨石撞击形成说。"A-14"登月舱的着陆点，正好位于由雨海盆地喷发形成的堆积物之上，在那里采集到的岩石样品几乎全部由复杂的角砾岩组成。在这些岩石中有明显的冲击和热效应特征，这对雨海盆地的陨石轰击成因是一个很有力的证据。另外有人把月坑和地球表面上的陨石坑及地面上核试验爆炸成坑的结果进行比较。在宏观上，月坑、地面陨石坑与核爆炸坑都很相似。在微观上，地表陨石坑和核爆炸坑中所见到的冲击变质现象，在月岩和月壤样品中也有发现，估计所受的冲击压力达数百亿帕（Pa）。因此，对月表大多数月坑的成因来说，以陨石冲击月表的成因来解释较为合理（图20—14）。

由于天体和地球上许多冲击坑的发现，最近几年，国际地质科学工作者提出一项新的热门科研方向即"新灾变论"。不少人利用这一理论来解释白垩纪末恐龙的突然灭绝。在白垩纪和第三纪的厚度约几厘米的过渡地层中，发现了微量元素铱的特高异常值，这种元素可能来自陨落的天体（彗星或大型陨星）。冲击坑的发现，说明这种天体曾经撞击地球；因此，人们把恐龙之灭绝和天体陨落与冲击坑直接联系起来是有道理的。

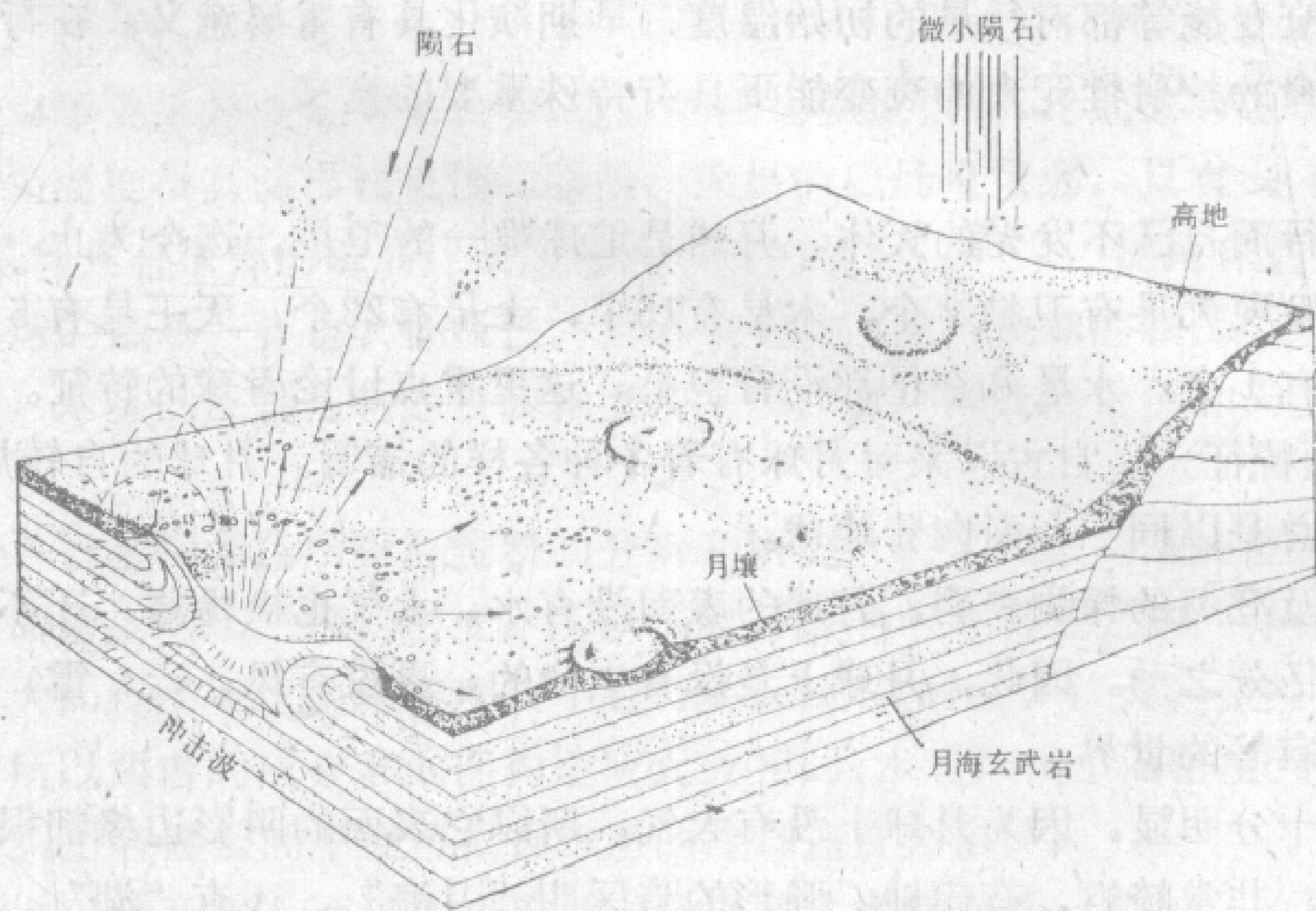


图 20—14　原始月球由于巨大陨石撞击而形成陨石坑

月球表面断裂构造很发育，有延伸数百公里的直线形深大断裂，和n×10至200—300km长的弧形断裂，月面上的这些线形构造，大多具有特定的方向，其中最显著的是北东—南西和北西—南东方向。月表有些月坑显然是受断裂控制的。而有些可能是火山作用的产物。

月球表面还有其他一些特征也引起人们的注意。一种是月沟（图 20—15），它是月球表面上一种窄而长的沟壑或山谷，多数呈直线型，也有的呈弓形或弯曲形状。其长度介于几十公里至几百公里之间，宽度可由数百公尺至二、三十公里。大部分月沟是一种轮廓清楚的直线形洼地，其深度较大。一般认为与地球上的构造相比，这种月沟与正断层作用形成的地堑相似。

另一种是月球皱纹，它也是月海表面最显著的特征之一。这种皱纹的脊（图20—16）是一种长而狭窄的背斜构造。具弯曲的轮廓和连续很长的距离，它的分布通常是与主要月海盆地的边缘平行。关于月球皱纹的成因，一般认为是月海陷落时产生的压缩力而形成的压性构造。

2．月岩的物质组成　从月球上取回的大量的月岩样品，经科学家分析，主要是玄武岩质火成岩、斜长石质火成岩、玻璃质物质、表皮土或月壤以及角砾岩等。

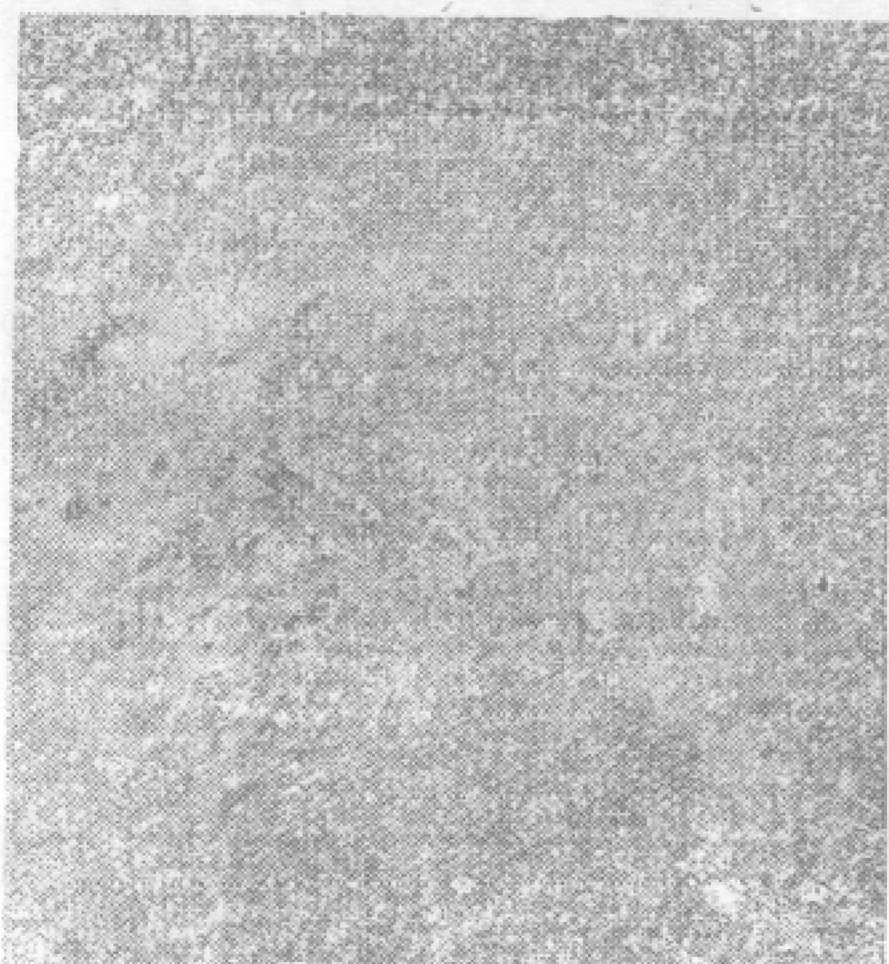

图 20—15　月沟构造


图 20—16　月海上的皱纹脊

月球玄武岩与地壳中常见的玄武岩很相象。其主要矿物为斜长石、辉石、钛铁矿和橄榄石。与地球玄武岩比较，其含铁多，易挥发元素、钠、钾等则要少得多。与地球玄武岩最主要的区别是月球玄武岩含有大量的耐高温的元素（钛、锆和铬）。月球玄武岩不含水，这一化学特征表明，组成月球的物质在一定时间内受热的温度比地球生成时物质所受过的温度高。这也是月岩中耐热元素富集而挥发性物质缺失的原因。因月球玄武岩曾处于高温高压的状态，其密度远比月球平均密度大，因此它不能代表月球的全体物质组成。

在月球上采得一种几乎全部由斜长石矿物组成的岩石叫斜长岩。它是月球上最老的岩石，是形成原始月壳的岩石物质。在月球上的亚平宁山前采得的斜长岩样品，其绝对年龄值为 41.5×10^{10}a❶。各地采得的样品分析表明，月球高地具有斜长岩的组分，而月海则具有玄武岩组分。

❶ 根据月球高地细粒表土物质中的铀及铅同位素分析结果，月球的年龄至少有46.5×10^{10}a。

在阿波罗登月点所采集到的月表细粒物质样品中近50%是由撞击过程中岩石受冲击破碎，熔化形成的玻璃质物质组成的。另外，很多岩石样品中也含有玻璃质碎屑，在电镜下可观察到玻璃质小珠或玻璃质溅斑（图 20—17）。这种玻璃质在地球表面的土壤中是从未见到过的，但在月球表皮土中却相当普遍，一般认为是由于陨石冲击月面而溅泼出来的熔融冷凝物。

月球绝大部分表面上覆盖着一层较疏松的，未固结的岩石、晶体和玻璃质碎屑，在很多方面都像一种细粉末。它被称为月球表皮土或月壤。表皮土大约厚4m，一般地层愈老，表皮土厚度愈大。月壤大都由石块（多为角砾岩块）、砂和尘土组成。经研究认为这种月壤主要由大小陨石冲击月面抛射出来的碎块组成。几十亿年以来陨石的不断冲击把月岩敲碎并四处溅散便形成了月壤层（图20—18）。

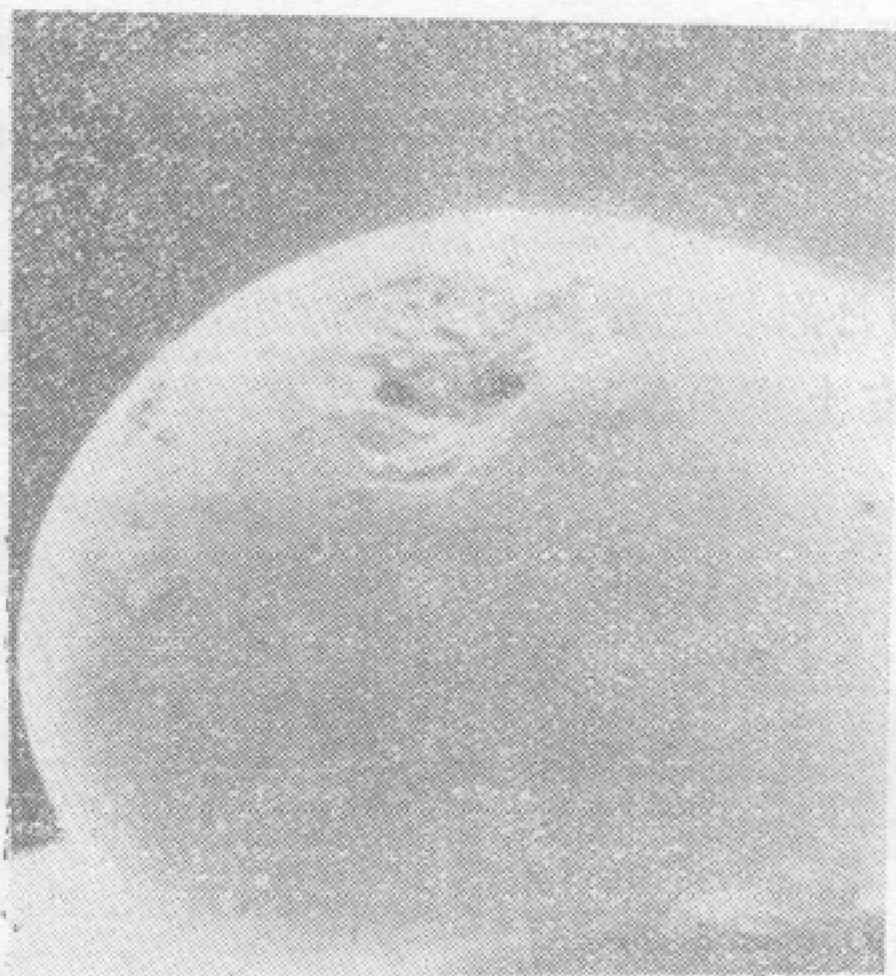


图 20—17　月球表土中的玻璃球样品



图 20—18　月壤图

月球上的角砾岩是一种岩石和玻璃碎屑被压紧成硬块的机械混合物。其成因一般认为是因撞击形成的，即碎块通过强烈的冲击波使岩石颗粒压缩固结。另一种是熔结作用形成的，即碎块在溅射出来时，在热状态下聚集起来的。

3．月球的内部构造　　我们可以根据月球的特征如密度、月震等来了解月球的内部结构。图20—19表示目前对月球结构的认识。从阿波罗地震站发回的数据表明，月壳厚度大致为65km（月球背面月壳的厚度可达150km）。月壳有层次，近月表的月震波波速低，表明它很可能是一层厚1—2km的细粒角砾岩和破碎的岩石碎块。往下到25km的深度以内，月震波速的数值与玄武岩相近。月壳的第二层显著不同于月球表面的玄武岩，而很可能与地球上的辉长岩或斜长岩相近。在月表之下65km深处，月震波速出现另一急剧的变化，标志着月壳和月幔的分界线。月幔岩石比地球上绝大多数岩石显示更高的波速，可能是富含橄榄石的原因。月幔底深达1388km，据估计在800km以内岩石具有较大的刚性。其温度可能高达1650℃。月震波在月核附近横波衰减，显示月核具有部分熔融的外层。由于月球表面岩石的平均密度大约是3.3，而月球的体积密度为3.34g/cm³，相差极小，因而月核可能不是由较重的铁、镍成分组成。

总的看来，月球不像地球那样活动，但是它确有过一段陨石撞击和火山活动的历史。这些事件绝大部分发生在它的历史早期。月海是规模巨大的熔岩平原，它记录了月球历史

中的主要热力事件。在这些事件中，产生了玄武岩浆，喷发并充填在大型的月海盆地内。月球缺乏足够的质量，没有发生像地球一样的分异现象，也没有巨大的能足以产生像地球那样的构造系统。因为它没有大气层和表面水，因而缺乏一个水动力系统来改造月球的表面。

（四）小行星、彗星、陨星

1. 小行星　大批小行星（asteroid）位于火星和木星之间环绕太阳公转。在没有发现小行星之前，根据行星轨道公式推算，在火、木两星间应有一颗行星存在。后来在1801年1月1日终于发现了第一颗小行星叫谷神星，直径为760km，是最大的小行星。

目前已发现了2000多颗。推测有几万颗。小行星的直径大部分在60—70km以下。小的只有几百米。有的小行星虽比卫星还小，但由于它们以太阳为中心公转，因此，应归于行星中，所以有人称之为“准行星”。

2. 彗星　彗星（comet）是太阳系中的特殊天体。彗星可分成彗头和彗尾。彗尾特别明亮，似扫帚，所以俗名叫“扫帚星”。彗头核部一般认为是由气体冻结的固体冰块组成的，很明亮，核外部由很厚的一团明亮的云雾状物质所包围，叫做“彗发”。彗发的成分有气体，金属蒸气的原子、分子及团体尘粒。当彗星离太阳很远时，我们看不到彗尾，越接近太阳，彗尾越大越长。彗尾由气体离子、原子和分子组成，常常向太阳相反方向延长，这是因为彗头受太阳的强大辐射使彗发膨胀，辐射光压把尘粒推开而造成彗尾（图20—20）。彗尾的直径有$5—25\times10^4$km，长可达$2—3\times10^8$km里。组成彗星的物质非常稀薄，质量非常小。彗星体积膨胀时其密度极小。彗发的密度只有地面大气密度的$1/2\times10^{16}$。比人工抽制的真空还要小一亿倍。

彗星是太阳系中的一个成员，它也围绕太阳旋转，但它们的运动轨道与行星不同，彗星轨道是非常长，呈扁的椭圆形。有时呈似抛物线形，公转周期>200a。太阳系里的彗星

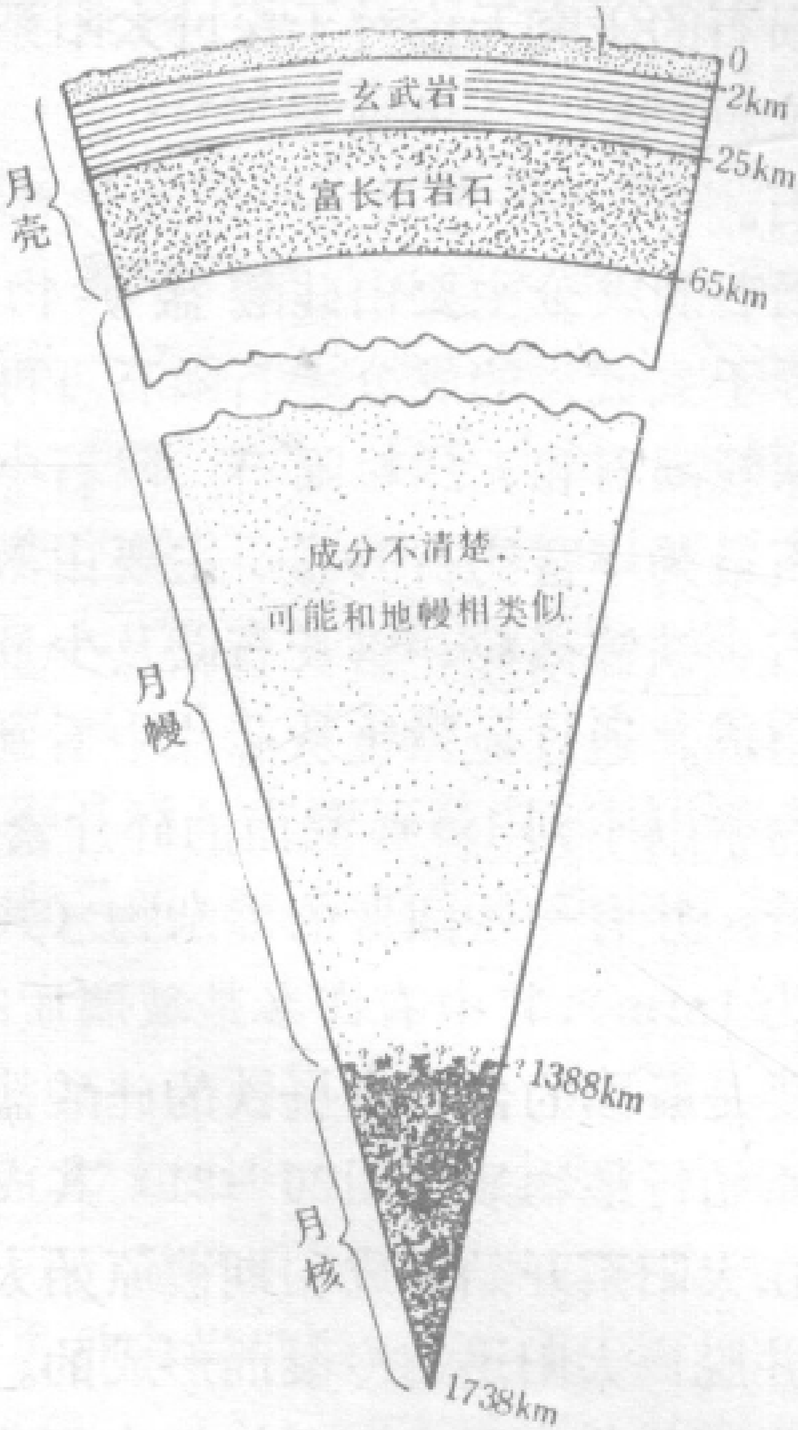


图 20—19　月球内部结构示意图

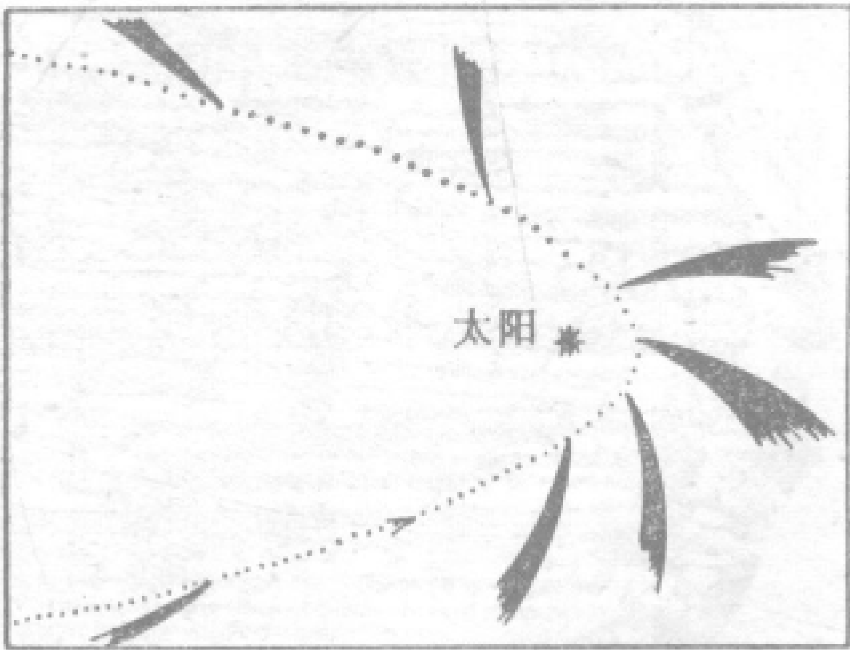


图 20—20　彗星接近太阳时彗尾的变化

很多，平均每年可新发现6颗。现已发现600多颗。每个彗星的周期长短不一，其中最著名的是哈雷彗星（1682年由哈雷发现而命名）。它的周期是76年。哈雷彗星的上次出现时间是1910年5月10日，它的头部离地球不到2000000km，并在1986年重新出现。

我国在春秋时代的史书上可以看到世界上最早的彗星记录。鲁文公14年（公元前1613年），“有星孛”（bò音勃）入于北斗”之说。晋文公14年以后，自秦王政7年到辛亥革命前一年（1910年），哈雷彗星一共出现过29次，每次在中国史藉上都有记录，有的还很详细。

由于人们对彗星的知识了解较晚，而且它的形态和运动规律与其他行星不同，所以，古代对它有各种传说，认为彗星的出现标志着不祥之兆，会给人们带来灾难。1910年哈雷彗星曾和地球接近过，但地球并没有受到什么特殊的影响。

3．陨星（石） 偶尔在晴朗的夜空，可以看到一线亮光划空而过，瞬间即逝，这种现象叫做流星。它们都是弥散在宇宙空间的星际尘埃，在接近地球时，如被地球的引力俘获并吸向地球，便形成陨星(meteor)。当它们进入地球浓密的大气圈时因磨擦生热发光，这就是流星现象。大部分陨星因摩擦生热而汽化。但仍有少数未能烧尽而落到地面，这就叫陨石。据统计，每年落到地面上的陨石大约有500多块。这些陨石大多数落到海洋里，有1/4落到陆地上，而且多数落在荒野或无人的山区中。当地球的轨道与崩解的陨星轨道相交时，会发现流星特别多，甚至构成十分壮观的陨石雨。1973年3月8日我国吉林省坠落的陨石雨，是极为罕见的现象。据观察，这个大陨石在进入大气圈后，表面上产生了大约3500℃的高温，周围的空气的温度甚至高达20000℃，因而使陨石看起来像一个光彩夺目的火球，并在高空爆裂，分崩离析成若干小块，坠落如雨，是世界上罕见的陨石雨，我国科学家已在现场收集到200多块，总重达2t以上，其中最大一块重1770kg，是世界上最大的石陨石。

目前虽然已经可以向月球发射载人飞船，并有航天飞机飞向太空。但是至今人类能够直接从太阳系中获得的物质，主要还是陨石。因此，对陨石的研究无论对于探讨太阳系，还是探讨地球的成分、起源和演化都占有十分重要的地位。

陨石按其物质组成可分为石陨石、铁陨石和石铁陨石。



图 20—21 球粒陨石

石陨石的成分主要由硅酸盐矿物组成，接近于玄武岩的成分。石陨石可再分两类，球粒陨石和无球粒陨石。陨石中，球粒陨石最为丰富约占84%，主要由橄榄石、辉石、铁镍微粒、斜长石以及少量其它矿物组成。通过显微镜从薄片中看到，这些矿物常以不到1mm截面的碎片紊乱地排列着，并有一些圆形的掺杂物（其典型直径为1mm），其中有许多是玻璃质的。它们主要是凝固的含有金属铁的硅酸盐，可能是原始行星物质（图20—21）。其成因推测是在太阳系开始形成初期被原始太阳热熔化并脱离太阳迅速冷凝而形成的。这样的成分可能代表了太阳系初期未经改造

过的成分，是了解地球原始成分十分宝贵的资料。

无球粒陨石是不含有陨石球粒，很像地球上的辉长石——超镁铁质和镁铁质岩石。多数无球粒陨石具花岗变晶结构。在陨石中无球粒陨石数量占第二位，约为8%。

铁陨石数量占陨石6%。主要由铁和镍组成，密度为8—8.5g/cm³。例如1965年在新疆准噶尔盆地东北的青河县铁牛沟发现的一块铁陨石，体积3.5m³，重30t，含铁88.67%，镍9.27%，还有钴、磷、硅、硫、铜等元素。

石铁陨石在陨石中为数最小，约占2%。为铁、镍金属及硅酸盐的混合物。

足够重量的陨石以高速冲击地面时，就会因巨大的冲击动能产生瞬间的超高压和高温条件，会引起被冲击处物质的特殊变质作用，并造成巨大的陨石坑。这样的陨石，其重量至少要达10—100t，而速度则需保持10—70km/s。

第三节　地球的起源

一、太阳系及地球起源的基本问题

太阳系起源是一个十分复杂的课题。长期以来虽然提出了很多假说，但还不能取得一致满意的假说。关于太阳系起源的假说是否合理，有其一定的衡量标准。即必须符合太阳系特征的基本事实。这些基本事实主要有下列几点：

1. 所有行星都以同一方向围绕太阳公转，其公转轨道都近似地处在太阳的赤道平面上。轨道面与黄道面（即地球轨道面）交角小于7°，只有冥王星轨道交角为17°9′，而所有行星围绕太阳都是逆时针方向运动。

2. 行星在围绕太阳运行的同时，还绕自己的轴（与公转方向一致）进行自转（金星、天王星例外）。除水星、金星外，其他行星都有卫星。但卫星的数目不等，卫星绕自己的行星旋转，其方向与行星公转的方向一致。

3. 各行星彼此之间的间隔，随着他们离太阳的距离而依次增大；按其特点可分为类地行星和类木行星两类。

类地行星　包括水星、金星、地球和火星。这类行星体积小，密度大（4—5.5g/cm³），基本（90%）由铁、氧、硅和镁组成。

类木行星　包括土星、木星、天王星和海王星。这类行星体积大，密度小（0.7—1.6g/cm³），推测它们的组成与太阳类似，基本上（99%）由氢和氦组成。

4. 角动量分配的不均一性。角动量又叫动量矩，是角速度（ω）与转动惯量（I）的乘积（ωI），即角速度×质量×转动半径的平方（ωmr^2）。它是转动能量的一种量度。在太阳系内，太阳质量占太阳系总质量的99.87%，其角动量只占太阳系的角动量2%，而行星占总质量的0.13%，却占有总角动量的98%。

二、太阳系及地球起源的各种假说

18世纪由于哥白尼提出了日心说，对于太阳系结构有了正确的认识，牛顿发现了万有引力，提供了研究天体运动力的基础；同时又有望远镜的发明，所以从这时开始，就提出了各种各样地球起源的假说。

近代关于太阳系起源的假说，可以根据它们对太阳系原始物质的来源看法，分为三类。

1．星云说　星云说认为整个太阳系是由同一个星云物质形成的，并把这个形成太阳系的星云称为原始星云；

2．灾变说　该假说认为在行星和卫星形成之前太阳就形成了，后来被另一颗恒星的吸引而拉出或者被撞击而撞出大量物质，由这些物质形成行星和卫星；

3．俘获说　这种说法也认为太阳先于行星和卫星形成，后来太阳俘获了银河系的星际物质，由这些星际物质形成了行星和卫星。

下面介绍几种太阳系起源的主要假说。

康德星云说　德国哲学家I. 康德（kant），在他年轻当教师时，就写出了“自然通史与天体理论”一书（1755年出版），在这篇著作中，他提出了太阳系起源的星云说（图20—22）。康德认为宇宙太空中弥漫着气体与尘埃组成的星云，由于引力作用，它们逐渐集结，形成大大小小的凝块。引力小的小凝块落到引力大的大凝块上，逐渐集聚成中心，由于排斥力和集结时的撞击力，使集聚成的中心成为旋转体，这样就逐渐产生了巨大的灼热的太阳。大量的星云在原始太阳的作用下，又在太阳的赤道面上集中起来，形成扁平的

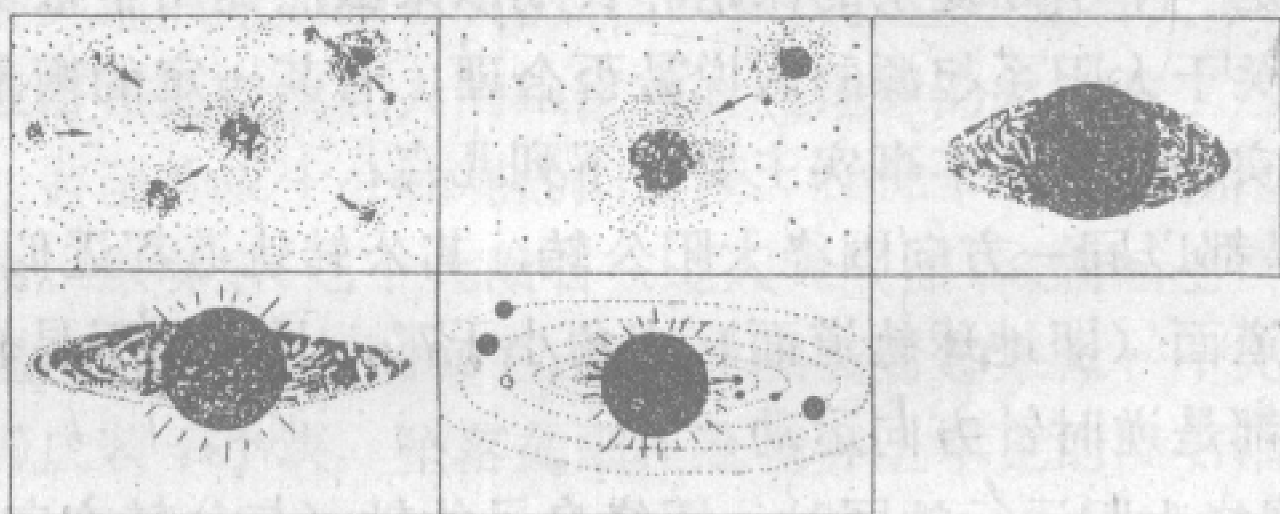


图 20—22　康德的太阳系起源的星云说

星云。在扁平的星云里，物质集聚成中心，从这些中心产生了行星和围绕行星运行的卫星。康德认为公转是互相撞碰使团块趋向于彼此不干扰的平行运动，而自转是斥力使物质从外面落到行星上的推动作用。

太阳是在星际物质聚集时发热发光。行星中密度较大的受到太阳的吸引力大，而离太阳近，密度较小的则离太阳远。

康德的星云说原先并没有引起人们的注意，直到法国天文学家兼数学家拉普拉斯的星云说发表以后，人们才想起康德早就提出过类似的学说。

拉普拉斯星云说　1796年，著名的法国数学家P. S. 拉普拉斯（Laplace）在他的《宇宙体系论》一书的附录中，独立地提出了关于太阳系起源的星云学说（图20—23）。拉普拉斯认为太阳系的原始物质是极为稀薄的炽热的球状星云，它们所占的空间要比整个太阳系还要大。他认为这个原始星云原来就缓慢地转动着，随着散热冷却，星云收缩，逐渐变得致密，而且转动速度也加快了。因而，随着离心力的不断增长，星云就变成扁平的星云盘。当离心力超过向心力时就分离出一个环。依次相继分离出与行星数目相当的另一些环。这些环与这一体系的内核（即原始太阳）的距离，相当于后来的行星轨道。这些环并不是均一的，环里还有凝块，环中物质由于引力作用向这些凝块聚集，于是这些环最终形成为行星。热的行星以同样方式分离出环，再凝结成卫星。现在的土星环也许就是一些尚

未凝成团的卫星环，人们把这种环叫“拉普拉斯”环。拉普拉斯还认为从内部向外的第五个环（即火星和木星之间）分裂成更小的部分，形成一个小行星带。

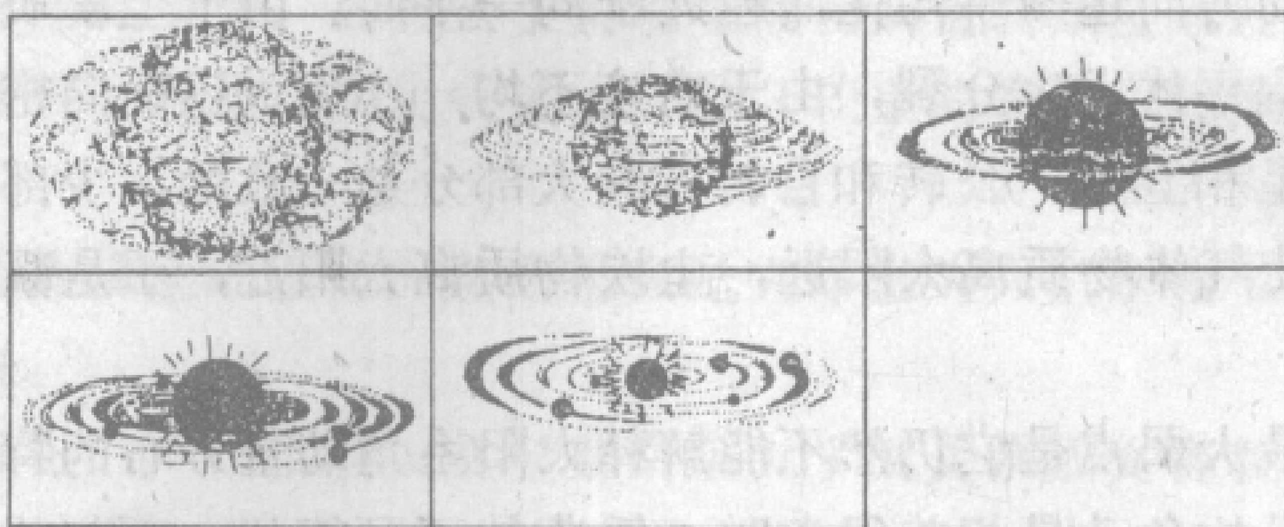


图 20—23 拉普拉斯星云说示意图

康德和拉普拉斯的假说，都认为太阳系是由星云物质转化而成的，结论大致相同，但也有差别。拉普拉斯认为星云物质是炽热的气体，而康德却认为是基本微粒，但没有提到其温度问题。关于星云转化为行星的动力，康德认为是大微粒对小微粒的吸引力；拉普拉斯则认为是气体的冷却。作为吸引力的对立面的另一种力，康德认为是斥力；拉普拉斯则强调了离心力。关于行星形成过程，康德的模式是基本微粒云—团块—行星。而拉普拉斯的模式则是炽热的气体云—分离环—团块—行星。

可以看出，拉普拉斯的星云旋转由离心力使星云变扁的假说，对于说明行星旋转轨道的基本上在一个平面上并呈圆形，以及同向性等方面是比较自然而统一的，物理上的解释也比较合理。康德和拉普拉斯各自独立提出了太阳系是由星云形成的，其基本观念相同，因此人们把他们的假说并称为康德-拉普拉斯星云说。恩格斯对此假说给予好评：“拉普拉斯以一种至今还没有超过的方式详细地证明了一个太阳系如何从一个单独的气团中发展起来，以后科学愈来愈证实了他的观点”《自然辩证法》。

这种星云假说在十九世纪的大部分时间内占统治地位，然而不管是康德的假说，还是拉普拉斯的假说都没有解决角动量分配的问题。按拉普拉斯的解释，如果行星是太阳分出来的，两者的角动量与质量关系应该一致。1859年，麦克斯韦从数学上对土星环进行分析证明，不管由什么天体抛出的一个气态物质环，都只能凝缩成土星环那样的小粒子集合体，不可能形成象行星那样大的物质，因为万有引力会把这些圆环扯散，不让它凝聚。另外太阳的自转速度，按目前的转速也不可能抛出环来。

由于角动量的问题没有解决，于是就鼓励了灾变说的兴起。灾变说有两种，一种主张是有另一个恒星靠近太阳的时候从太阳中拉出物质形成行星；另一种却认为行星是由太阳爆炸或抛射出的物质形成的。

四十年代之前，灾变说的代表者，如阿林纽斯（Arrenius）碰撞说，张伯伦（T. C. Chamberlin）、穆尔顿（F. R. Moulton）星子说等。灾变论企图将一部分角动量归因于一个另外的恒星，表面上似乎绕过了困难，但进一步计算表明，恒星所能给与带状物质的角动量，远远不能将它抛到太阳系边缘。如果行星真能这样产生，它们的轨道半径最多也不能超过几个太阳半径，这与观察的事实是不符合的。由于上述的问题，灾变论虽在40年代之前曾流行过20年，但后来仍不能成立。

施密特俘获说　苏联天文学家 O. Ю. 施密特（Шимидт）在1946年出版的《地球起源新学说》一文中提出了俘获假说。他设想当旋转着的太阳在运行中穿过一个暗星云

并俘获了一团夹有气体的尘埃云。尘埃云本来就有自己的角动量。尘埃云被太阳俘获后便绕太阳旋转，渐渐形成一个扁平体，并且相互聚集。尘埃云的运动在质点相互聚集和碰撞过程中，使各个运动方向逐渐平均化而趋近于同一平面。由于尘埃质点的相互作用，并受到太阳的引力，使扁平体发生分裂，由于密度不均，小裂块逐渐向密度大的大裂块集中，最后形成现在的行星和卫星。公转和自转方向大部分是一致的，少部分为逆转。在太阳辐射的光压作用下，使气体物质离太阳远，尘埃物质离太阳近，于是凝成了类木行星和类地行星（图20—24)。

施密特假说的最大弱点是它仍然不能解释太阳系角动量分布的特征。根据理论计算表明：当太阳和尘埃云的角动量相差很大时，俘获是不可能的，而相差不大时又不能解释角动量的分布。于是太阳系起源假说的一个主要困难就是：如果太阳和行星是同一来源，就必须找出一个能使角动量重新分布的物理过程。

物质之间的电磁相互作用，同力学的相互作用一样，也是物质的普遍现象。太阳系的起源的角动量分配的困难是否可以通过电磁作用来解决？这是许多天文学者正在探讨的问题。

霍伊尔-沙兹曼假说　六十年代英国天文学家E. 霍伊尔(Hoyle)和法国天文学家E. 沙兹曼（Schatzman）从电磁作用的机制来研究太阳系的起源问题。他们的假说的要点是角动量是可以由带电粒子在磁场中运动的方式来转移的。

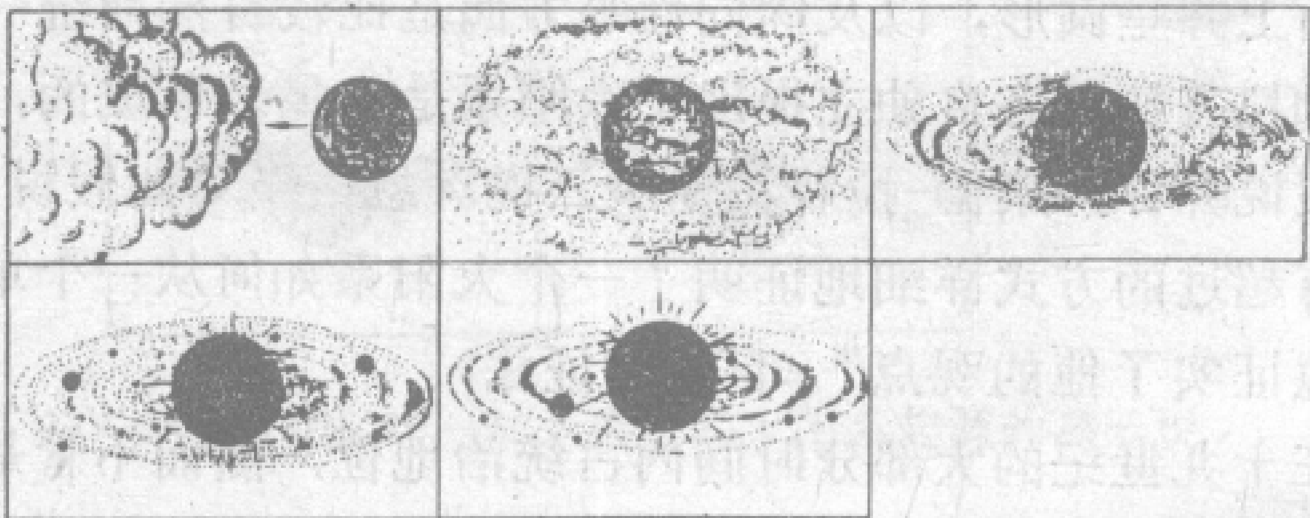


图 20—24　施密特的俘获假说

霍伊尔的假说在太阳系形成的开始阶段和拉普拉斯的星云说有些相似。他认为太阳系开始时是一团凝缩的星云，但温度并不高，转动并不快，转动速度因急剧收缩而加快。当这团星云的半径收缩到一定的程度时，它的转动就达到不稳定的状态，两极渐扁，赤道突出，物质终于由此处抛出，形成一个圆盘。圆盘的质量只有太阳的百分之一。当中心体与圆盘脱离后，继续收缩，不再分裂，最后形成太阳。圆盘内物质则相凝聚成了行星。星际空间存在着很强的磁场，太阳的热核反应发出电磁辐射，使周围的气体云盘成为等离子体在磁场内转动，当太阳与圆盘脱离时，太阳与圆盘内缘就发生了电磁流体力学作用而

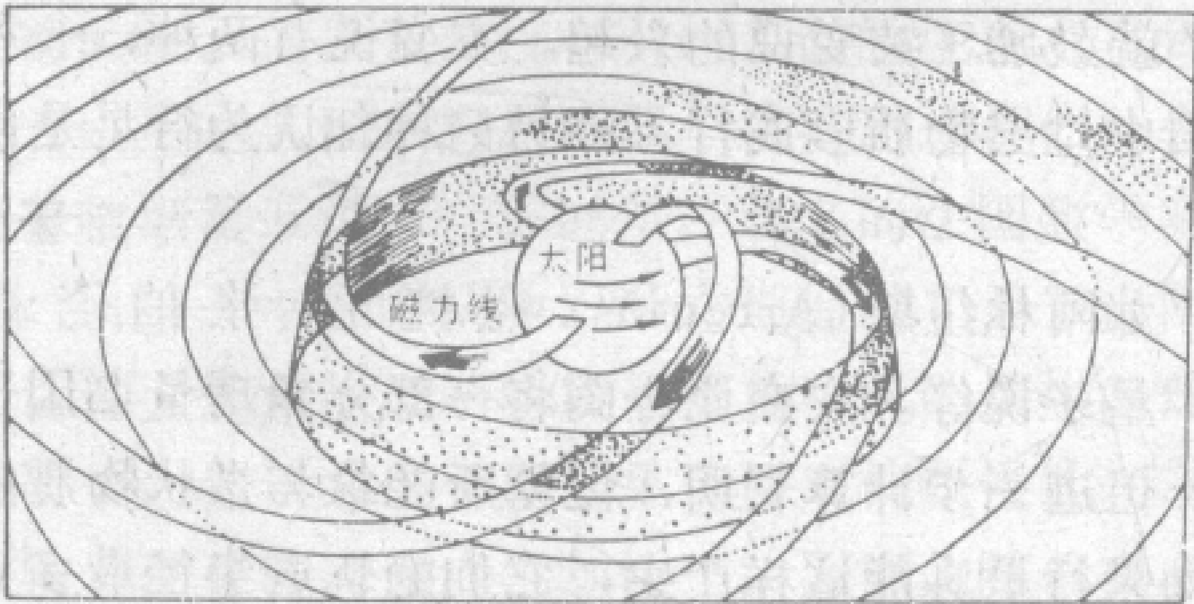


图 20—25　电磁作用解释太阳系角动量分配图
(被抛出的带电物质沿磁力线运动，从太阳带走了角动量)

产生一种磁致力矩，从而使太阳的角动量转移到圆盘上(图20—25)。由于角动量的增加，圆盘向外扩展，太阳不断收缩。因失去了角动量而使其自转速度减慢。因为太阳辐射作用产生的太阳风推开了轻的物质，聚集成类木行星，较重的物质未能推走便在太阳附近聚集成为类地行星。

这是一个比较令人满意的假说，然而也只是大体上为人们所接受，尚存在着很多问题，有待进一步解决。

戴文赛的"星云说" 我国天文学家南京大学天文系戴文赛教授长期从事太阳系起源的研究工作，1974年提出了"星云说"。这个假说认为整个太阳系是由一个星云形成的，中心部分收缩凝聚成太阳，外部形成星云盘。进一步形成行星与卫星。

原始星云由微粒和气体组成的气体尘埃云，其中尘埃占原始星云质量的1%左右。作者认为在47亿年前，有一个质量比太阳大几千倍的星际云，收缩到密度为$10^{-15}g/cm^3$时，内部出现了旋涡流，便破裂成上千个星云团，其中一个就是形成太阳系的原始星云。

由于原始星云是在涡流中形成的，所以一开始就自转，而且角动量很大。原始星云一面自转，一面因自吸引而收缩，在收缩过程中由于角动量守恒，转速加快，星云渐扁（图20—26）。当赤道离心力等于引力时，赤道部分的物质便停止收缩，转速加快。这时，原始星云的其他部分仍然继续收缩，于是便形成了外厚内薄的双凹镜形的星云盘。盘心部分收缩密度较大而形成太阳。

星云盘内的固体微粒在聚集的同时向赤道面沉降而形成密度较大而薄的"尘层"。尘层的密度足够大时，便出现引力不稳定，于是瓦解为许多粒子团，粒子团收缩形成星子。

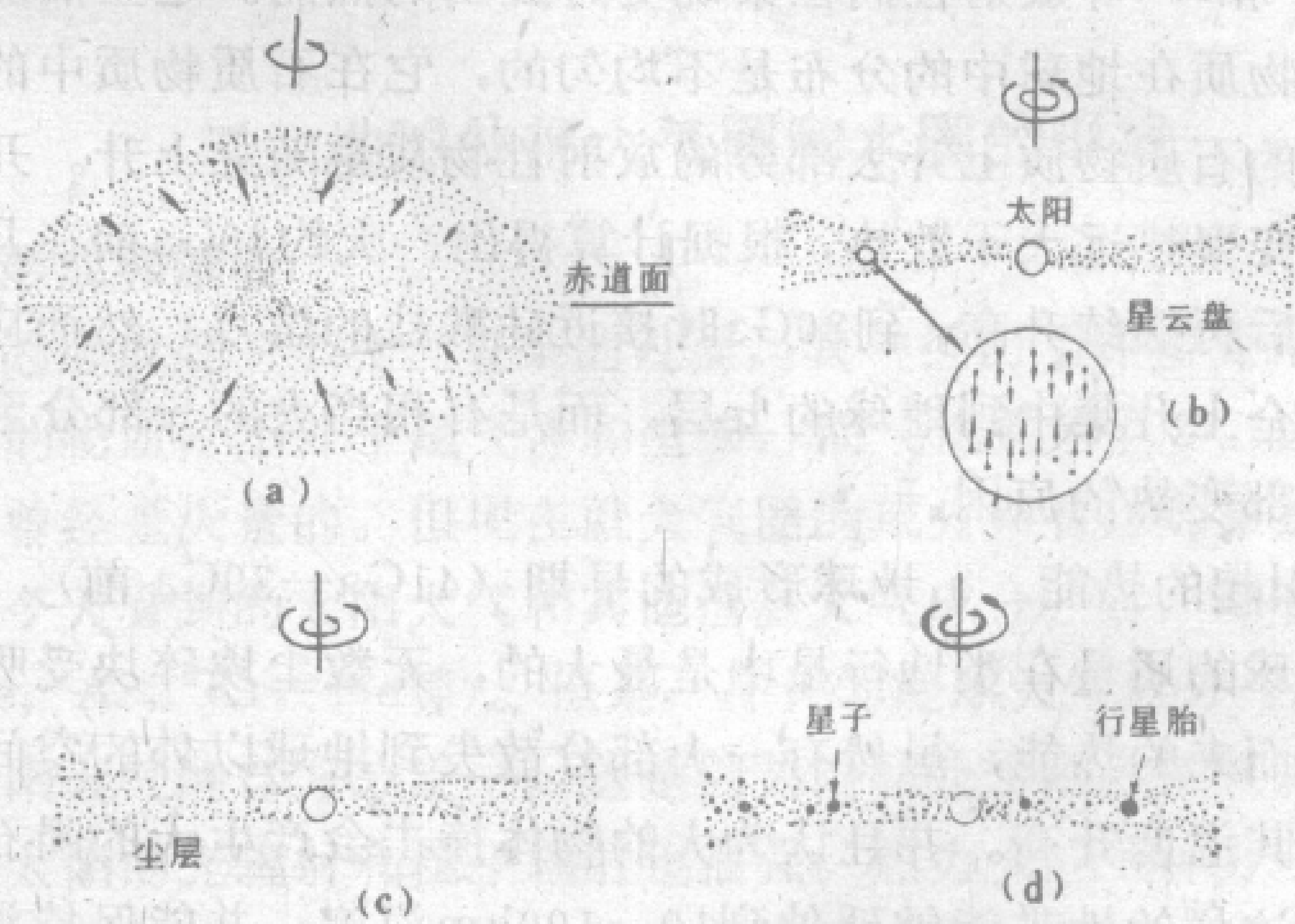


图 20—26 戴文赛太阳系起源假说示意图

a—原始星云由于自转而变扁；b—星云盘中心形成太阳和颗粒向赤道沉降；c—形成尘层；d—尘层内形成星子和星胎

星子吸积周围物质而增大，另一方面由于彼此的吸引力作用而发生相互碰撞，当相对运动速度较大时，星子被撞碎，相对速度较小时，星子结合成大星子。最大的星子就成为行星胎，再通过引力吸积作用而成长，成为行星。

戴文赛教授的假说还解释了行星的运动、太阳系角动量的分布等问题，使我国对太阳

系起源的研究工作进入了世界先进行列。

地球的发展和它的起源有直接的关系。一种假说曾认为地球曾经过一个炽热的液体状态而后凝成固体，但这与观测到的地球化学事实不符合。现在大多数人相信地球是由固体物质积聚而成的，未必经过一个全部熔融的阶段，但在形成的过程中或形成之后，由于内部的生热（主要是放射性元素蜕变生热），才可能有局部的熔化。

第四节 地球的演化

原始地球圈层的形成是与太阳系的形成紧密联系在一起的。根据太阳系形成的假说，一种认为行星是太阳分出来的炽热星云凝成；另一类认为行星是由星际物质积聚而成，先是冷的，在聚集过程中才产生热。两种说法出发点不同，主张地球由热变冷的认为地球还在继续冷下去；主张地球由冷变热的认为地球将逐渐热起来，但增温是非常缓慢的。

一、地球内部圈层的形成

（一）地球内部的热源

了解地球内热的演化，是研究地球圈层的形成及演化历史的关键问题。所有的地热史，都是以地球是热起源，或是冷起源为基础的。目前，不少人认为地球是冷起源，而在地球演化的某个后期阶段曾导致熔化状态。地球的变热有下列原因：

1．放射性元素蜕变生热　放射性元素的蜕变对地球内部热产生起着很大作用，主要是U^{235}、U^{238}、Th^{23}和K^{40}等放射性同位素蜕变时放出的热能。这些热能长期积累可使地球升温。由于放射性物质在地球中的分布是不均匀的，它在石质物质中的含量远多于在铁质物质中，随着较轻的石质物质上升大部分的放射性物质也随之上升。开始时的一个很长的阶段里，放射性蜕变聚热远大于散热，根据计算得出：大约40Ga前在几百公里以下温度可达到铁的熔点，以后再继续升高，到20Ga时接近硅酸盐的熔点。然而应该指出并不是所有的放射性物质都完全上升集中到地球的上层，而是有相当大的一部分至今仍留在地球的内部，这正是地球内部变热的原因。

2．小星体碰撞引起的热能　地球形成的早期（41Ga—39Ga 前），可能有多次小天体的冲击。由于地球的质量在类地行星中是最大的，无数尘埃碎块受吸引而坠落下来，产生大量由动能转化而来的热能，虽然有一大部分散失到地球以外的空间，但仍有一部分保留在行星内部而使其温度升高。并且认为大的物体撞击会产生大的陨石坑，在陨石坑下形成一个增温地带，这样的地带能够延伸到10—100km深度，并能保持温度数百万年。

3．压缩导致温度升高　随着地球的增长，内部压力会不断增高，造成绝热压缩，使地球温度升高。由于地内物质导热性差，大部热能积累起来。另外，地球本身因自转体积收缩也产生热能。

（二）地球内部各圈层的形成

地球内部结构的主要特征，就是存在着比地幔更为致密的液态地核。一般认为，地球形成初期，其成分是相当均一的。因此，较致密的液态地核应该是在地球演变过程中由原始物质分离出来的。地核重物质分离出后，其余物质就比原始物质更轻了。因此，地核的增长必定引起大量较轻物质进入地球的上部层位。这种地球内部的密度分异，是形成地球

内部各圈层的基本原因。当然地球内不同密度的物质位移也引起了地球内部的运动。

据一些学者的研究，密度分异的过程大致可以这样设想，即在最初阶段，地球的热流比现在平均高出三倍，同时地热梯度也很高，可能大于100℃/km。在这种热状态下，使地下一定深度的物质发生熔融。地球内较重物质为含铁、镍多的物质，其密度大、熔点低；较轻物质是硅酸盐等，具有小密度和高熔点的特点。估计在四十亿年前，地表以下400—800km处的温度达2000℃。组成地球物质中的铁、镍金属首先熔融，而其余的铁、镁硅酸盐成分则发生转化。在热力膨胀和引力收缩的统一作用下，地内物质便开始对流和分异。比重大的铁、镍呈熔融状态，渗过硅酸盐物质沉向地心。在铁、镍金属下沉过程中又释放出重力能，并转变成热，并在放射性元素不断蜕变生热的共同作用下，促使地内物质进一步熔化，导致进一步对流和分异。最后，铁、镍物质在地心聚积而成地核，而铁、镁硅酸盐物质上浮形成地幔。地幔的表层，由于散热及挥发物质的逃逸很快冷却，形成厚度相对较薄，刚性不大的硬壳，这就是地壳的胚胎。后来再受到从地幔中分离出来的物质继续作用，便逐渐演变成为地壳

B. B. 别洛乌索夫（Велоусов）等认为，目前这种密度分异作用，仍在继续进行。它发生于地核和下地幔的交界处。下地幔是原生的尚未充分分异的地球物质，其中，包含固态的外地核物质。地核物质的熔融等温线，沿着液态地核和固相下地幔之间的边界分布。由于放射性衰变的结果，地球不断加热，所以，这条等温线也不断抬升，地核不断在扩大。由于不断进行的分异作用，地幔中释放出极大的能。这种机械能维持了物质的运动，并且最终转变为热。因此，将轻物质带上来的对流运动，是极其强大的。这也是引起地壳运动的基本原因。

二、地球外部大气圈和水圈的形成

（一）大气的形成和演变

大气圈和水圈的形成是一个相当复杂的过程，其中经历了许多变化。

组成原始星云的物质，不外乎是气体和尘埃，而气体更为主要。因此，在开始形成的阶段，地球中气体曾经是大量的。但现在就大气圈的成分来看，如果是原始星云残留下来的大气，就应该和今天看到的太阳大气和其他恒星大气成分一致，即有大量的H和He以及惰性气体（如Xe，Ar，Kr，Ne等）。但是，今天的地球大气成分中H和He的含量很少，惰性气体也只有太阳大气的百万分之一。这是因为地球处于距太阳较近的位置，受太阳的热力影响较大，而太阳的光辐射和粒子辐射也很强。热力大，气体分子就处于高速运动中。在强大的太阳辐射压的作用下，气体就逐渐逃逸了。随着地球质量的增加，以及地内物质温度的升高，地球内部通过火山喷发，以及其他方式不断有气体产生出来。由于地球内部物质的圈层分化过程的持续进行，逸出到地球外面的气体就越来越多。这时地球的重力已显著地增长，大气要脱离地球，就越来越不容易了。这是地球的第二代大气。

第二代大气，并没有很多氧气，当时大气的主要成分，与现代火山喷发的气体差不多，主要是CO_2和水蒸汽以及氨气（NH_3）、甲烷（CH_4）、氯（Cl_2）等气体。

现代大气是由第二代大气演化而来的，在演化过程中，起关键作用的是植物，特别是绿色植物。据研究，在距今6亿年以前，绿色植物开始在海洋中占优势，4亿年以前，绿色植物才在陆地上出现。绿色植物在光合作用中，吸收CO_2，放出游离的O。当时的大气

由于缺乏氧气所以是还原大气，以后在氧化过程中CO逐渐转变为CO_2，CH_4转变为CO_2和水汽（H_2O），氨气转变为N_2及水汽。绿色植物的光合作用持续进行，大气中的CO_2日益减少，游离氧气增加。最后形成以氮（N_2）、氧（O_2）为主的现代大气，即第三代大气。

（二）水圈的形成

地球上的水圈主要由海水组成。最初，地球上的水绝大部分以岩石的结晶水的形成存在于地球内部，目前海洋中的水基本上来自地球内部。但是，海水的直接来源是大气，是大气中水气的凝结物。因为，随着地内温度的升高，地球内部产生愈来愈多的水汽，这些水汽又通过火山活动喷到地球的外部，出现在大气中，并以雨滴的形式降落到地面，形成原始的水圈。地球上的大气是不多的，它能容纳的水汽就更少。据估计，原始海洋中的海水约为目前海水的1/10，其余海水都是以后逐渐积累的。

三、大陆的起源和发展

地球的内、外圈先后形成之后，内外动力地质作用就开始对原始地壳进行长期的改造，陆壳是在地质时期中不继演变而成的。

地球原始地壳多被认为是玄武岩质的，相当于现今的大洋壳组成。目前，地球上洋壳占表面60%以上的面积，全部由硅镁层组成，最老岩石的年龄不超过一亿六千万年。岩层的构造简单，没有经过强烈的变形和变质作用。大洋壳的这些特征，很象地壳发育初期的模式，它是地幔物质在热动力的驱使下冷凝而成的。

大陆地壳的结构比较复杂，一般具有花岗岩层和玄武岩层（有些地方缺失）双层结构。大部分地区有未变质的沉积盖层，因而具有更复杂的演化历史，可以图20—27表示它的演变过程。

假定现代的大洋壳相当于原始地球的地壳，那么它是没有花岗质岩石的（图20—27.a）。大陆地壳发展的初始，可能是两个板块发生俯冲作用，在板块的接合处，玄武岩质地壳拗折下沉，在深处因高温作用使它部分融熔，发生分异。含硅铝较轻的物质形成安山岩质或花岗岩质岩浆。并从玄武岩质地壳中分化出来，伴随火山作用，在邻近海沟的地方产生了岛弧。通过这种过程，花岗岩侵入体和安山岩流就形成了大陆壳初始的岩石（图20—27.b）。

风化作用和剥蚀作用把火山岛弧上的物质破坏、分解使SiO_2和粘土矿物分离出来，在岛弧的周围形成沉积物。产生于板块接合处的火山物质和沉积物，由于含有较高的硅质，其密度小，比致密的玄武质地壳轻，所以不易被带入地幔。当板块再次碰撞时，这些物质就受到水平挤压，并褶皱成山，在山根部位产生变质作用。使轻的富硅岩块体“漂浮”在致密的玄武质地壳之上，而且成为未来大陆增长的核心（图20—27.c）。

板块相撞之处形成的山脉，后来又被剥蚀所产生的沉积物堆积在大陆边缘的地槽之中（图20—27.d）。这些沉积随即又被褶皱变质而成为新的山脉（图20—27.e）。如此反复进行，便发育了一系列稳定的大陆地壳，它们焊接在一起，便形成了更广大的大陆地块（图20—27.f）

因此，大陆地壳被认为是板块运动的产物。其中，造山运动和变质作用则发生于板块相撞之处。由于外力作用的过程，产生沉积分异使硅铝质矿物被分选而集中起来。由于板块俯冲部分熔融，产生了富硅的岩浆岩产物，于是形成了年轻的花岗质地壳。

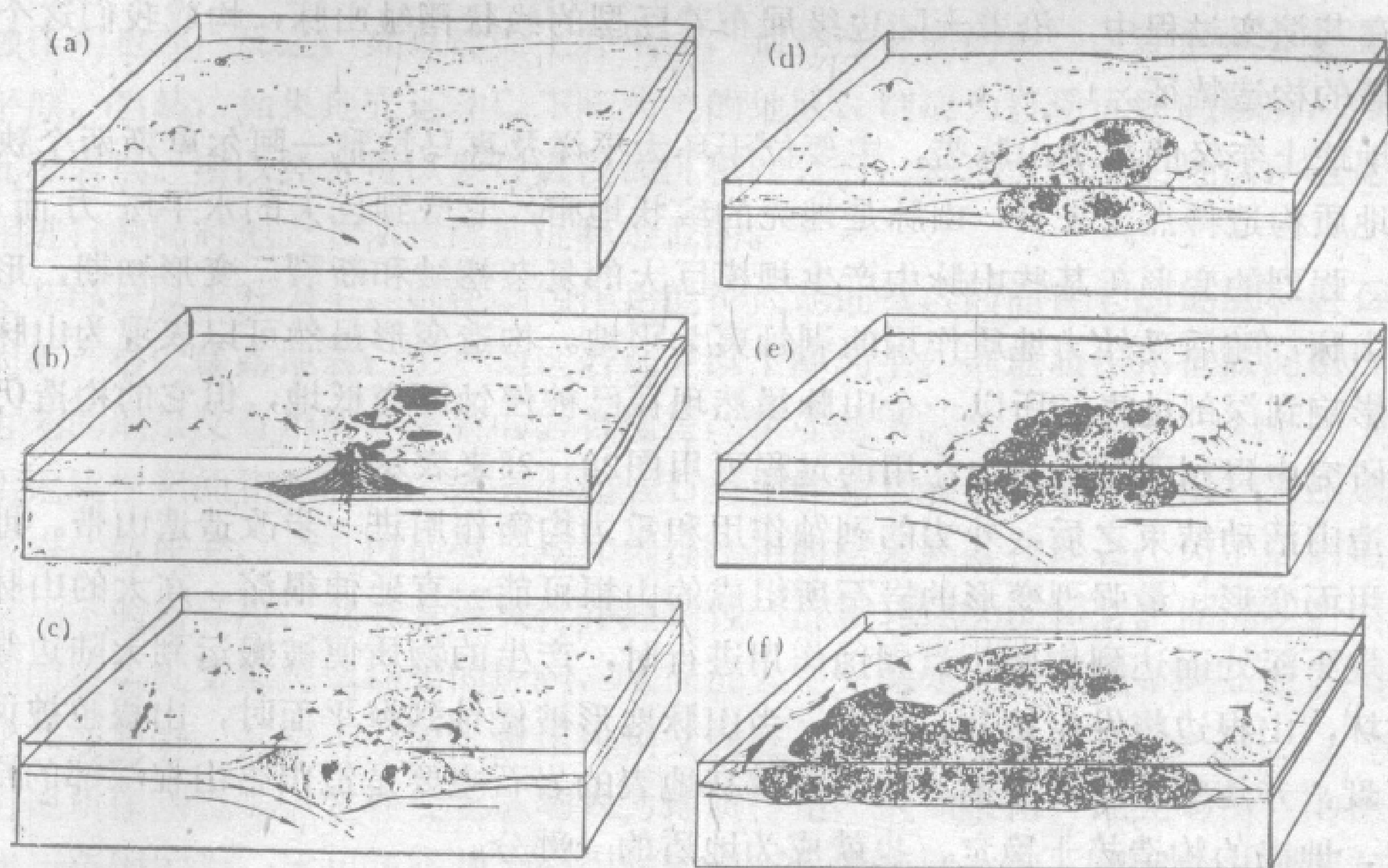


图 20—27 大陆的演变过程

（据 W.K.汉布林，1975）

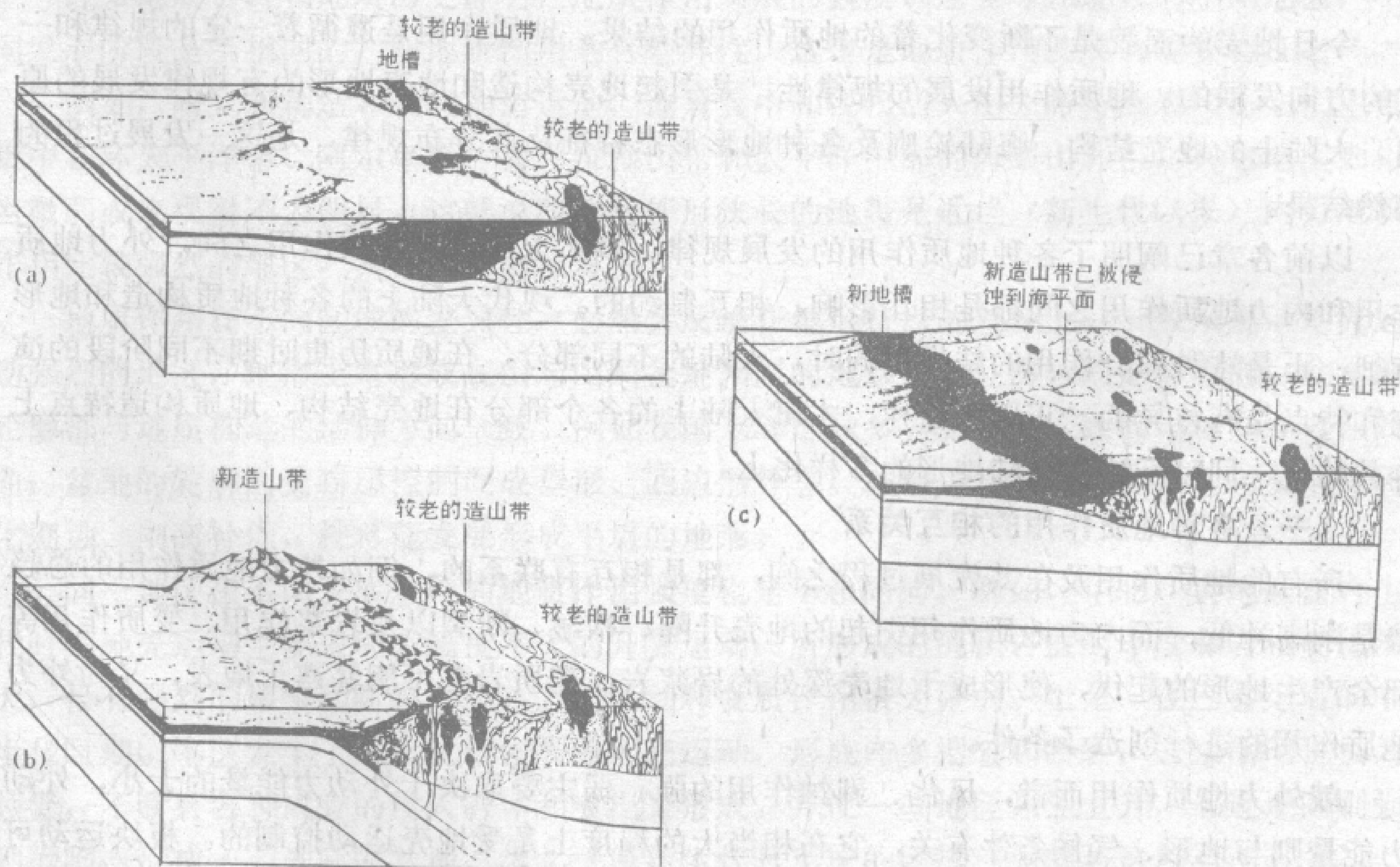


图 20—28 造山带的演变阶段

a—地槽沉积阶段，大陆剥蚀搬运的沉积物堆积到大陆边缘；b—造山阶段大陆边缘与另一板块相撞，形成俯冲带，巨大的水平挤压使褶皱成山；c—剥蚀作用使已变形的山岳夷平随后大陆边缘又发生新的地槽旋回

上述这种大陆起源演化的理论，是目前对大陆形成历史比较好的一种解释。

陆壳在其演变过程中，沿着大陆边缘展布着巨型的线状褶皱山脉，构成我们这个星球的一个显著的构造特征。

现今地球上年轻的活动山脉带，主要位于环太平洋及喜马拉雅—阿尔卑斯两个狭长的地带。从地质构造特点上来看，山脉是地壳的线状地带，它受到巨大的水平压力而发生构造变形。强烈的变形在某些山脉中产生规模巨大的复杂褶皱和断裂。变形初期，形成高耸崎岖的山脉，随后受外力地质作用的剥蚀夷为平地。构造变形虽然可以表现为山脉的形成，但它影响到深部地壳，所以一个山脉虽然现在已被侵蚀而变低地，但它的构造仍可以从其深部研究中得到了解。造山作用的过程可用图20—28来表示。

主要造山活动结束之后，外力的剥蚀作用和重力均衡作用进一步改造造山带。地壳由于造山作用而变形。最强烈变形的岩石所组成的山根可能一直延伸很深。高大的山脉因山根部伸入地下深处而达到均衡。当剥蚀作用进行时，产生的物质便被搬运到大陆边缘，使均衡被破坏，山根边将发生抬升。最终，当山脉地形被侵蚀到海平面时，山根也被调整到一定的高度，并达到了新的平衡。这时暴露在地表的岩石主要是造山带山根深部的变质岩和岩浆岩，地壳的构造趋于稳定，也就成为地盾的一部分。

地球上平原形成的主要条件，是地壳具有长期的稳定性，升降运动极其缓慢，只有这样，外力作用才能够充分地夷平地面或补偿由内力作用所造成的地面不平。

四、地质作用发展的一般规律

今日地壳的面貌是不断变化着的地质作用的结果。地质作用是遵循着一定的规律和一定的方向发展的。地质作用发展的规律性，是引起地壳构造和地表地形的有规律发展的原因。大陆上的地壳结构，海陆轮廓及各种地形形态特征及其分布规律，是这一发展过程的必然结果。

以前各章已阐明了各种地质作用的发展规律。事实上，各种地质作用之间，外力地质作用和内力地质作用之间都是相互影响，相互制约的。现代大陆上的各种地质构造和地形特征，正是这种综合作用的结果。同时，大陆的不同部分，在地质历史时期不同阶段的演变和特点是有差异的。正因为这样，才使大陆上的各个部分在地壳结构、地质构造特点上各具特色，同时反映在大陆地形的多样化上。

（一）各种地质作用的相互关系

所有的地质作用及在其发展过程之间，都是相互有联系的，例如外力地质作用的总趋势是削高补低，而内力地质作用引起的地壳升降、褶皱、断裂以及岩浆作用、变质作用等都会产生地形的起伏，使形成于地壳深处的岩浆岩，变质岩有可能暴露于地表，又为外力地质作用的进行创造了条件。

就外力地质作用而言，风化、剥蚀作用的强、弱主要取决于外动力能量的大小，外动力能量则与地形、气候条件有关，它在相当大的程度上是受地壳运动控制的。板块运动可以使某一区域所处的纬度发生变化，这种变化可导致气候变化。地壳运动剧烈的地带不仅会使地形发生显著变化，而且也会使气候发生变化，使起主导作用的外营力种类和强度也发生变化。例如喜马拉雅山的崛起，不仅使该处由海变为高山，并由以海洋地质作用为主转为以山岳冰川地质作用为主；同时，还造成了亚洲东部干旱带的北移，引起了气候的变

化，即为突出的实例。

地壳上升的速度与剥蚀速度是不会相等的，如果地壳上升强度大，地形起伏大，一般来说剥蚀作用也强；反之，如果地壳上升平缓，则经过长期的剥蚀，地形也会变缓，甚至成为准平原。当然，如果地壳运动以下降为主的地区，则成为接受沉积的场所，可以形成巨厚的沉积岩层。所以经常可以发现属浅海沉积的岩石，却形成巨厚的地层，这是由于在沉积作用进行的同时地壳长期持续地沉降造成的。

地壳某部分以上升为主，则使剥蚀作用能持久地进行，因而古老的地层、岩石和埋藏在深部的矿产得以暴露地表；另一地区若地壳以下降为主，则地质作用也以沉积占优势，使年龄古老的地层及有用矿产被新的岩石覆盖，深埋地下。

由于地质作用的相互影响，还会引起岩石类型的相互转化。例如高温、高压条件下形成的岩浆岩、变质岩，一旦因地壳运动和剥蚀作用的结果暴露在地表，为了达到适应地表常温，常压下的新环境，就会发生风化并经剥蚀、沉积转化为沉积岩。而沉积岩因受上覆岩层施加的重压或受地壳运动等的影响，从而沉入地壳深处，在高温、高压条件下发生变质，转化为变质岩，甚至可以发生重熔作用又转变为岩浆并形成岩浆岩。

外力地质作用也在一定程度上影响内力地质作用，例如根据“地壳均衡”的概念，当冰期时冰川范围扩大，冰川负载加大会引起地壳下沉，而间冰期冰川卸载又会引起地壳的上升。但是，根据许多地质资料证明，它只是引起地壳升降的极为次要的或局部的因素。而内力作用在整个地壳发展过程中是起着决定性的作用。

（二）地质作用的差异性

许多地质资料和地质历史证明，地质作用发展的强度、速度等在地壳的不同地区，不同发展阶段是不相同的，即地质作用具有差异性。这也是地质作用发展的重要特征之一。

例如，研究新构造和现代构造运动，地震震中和现代活火山分布特点表明，它们主要集中在环太平洋带、阿尔卑斯—喜马拉雅山带和太平洋中部的海底山脉带，其它地区则相当微弱或表现得不太明显。这就说明这些外形狭长的地带是近代（新生代以来）内力地质作用比较强烈的地区，其他地区则相对稳定。

地质作用在不同区域的差异性，必然会反映在地形特点的差异上。一般来说，地壳运动强烈的地区，地形上常形成高山与山间盆地相间的地形，而且山脉的延伸方向、盆地的轮廓都与地质构造的延伸方向一致。例如我国东部山脉多为北东向；西部山脉则多近东西向；盆地的轮廓因受断层控制而成菱形、四边形等等。在地壳长期稳定的地区，长期受风化剥蚀、削高补低，就可能发展形成平坦的地形。

同一地区在不同发展阶段的地质作用强度也是不相同的。例如，华北广大地区在古生代时期地壳运动主要表现为幅度不大的升降运动，所形成的沉积岩层的厚度和岩相变化不大，没有强烈的褶皱和断裂产生、岩浆活动和变质作用极为微弱。但是，在三叠纪后的中生代时期，本区发生了几次比较强裂的地壳运动，形成许多褶皱和断裂，岩浆活动也极为频繁，不断有各种成分的侵入岩体和喷出岩形成。并使一些地区强烈上升，邻近地区则强烈拗陷，形成一系列断陷盆地。华北平原新生代时形成的巨厚沉积就与这种运动有关。

应该指出，地质作用活动程度的这种差异，地壳的活动性和稳定性，它们彼此间也是互为依存，并在一定条件下是可以互相转化的。

第二十一章 环境地质

第一节 概 述

环境科学是二十世纪七十年代迅速发展起来的一门新兴科学。它的任务是全面研究和力图改善人类的环境。环境科学包括内容很广，环境地质学（envivonment geology）是其中的一门分支，也是地质学的一门边缘学科。

自人类出现后，在其生命和生存活动中就不断使地壳物质组成，地表形态和地壳内部构造发生变化。这种变化的规模和速度随着人口增长、科学技术发展而愈来愈大，这就是人类的地质作用。

今天，在某些地区，人类的地质作用已超过某种或某几种营力地质作用的总和。因而，在论述现代地质作用时，若忽略了人类的作用，就不能全面地了解现今地壳的变化。此外，人类生活中的基本环境是由产生这些环境的地质作用巧妙地平衡而形成的。当人类改变某些地质过程时，则破坏了自然的平衡，从而反过来将对人类生活产生重要的影响。如何防止其中不良的影响，是环境地质学要研究的问题之一；自然界形成的地质环境有对人类有利的一面，也存在有害的一面。如何用其利，防其害，也是环境地质学研究的内容。概括来讲，环境地质学是研究环境质量的地质因素，研究人类活动及各种地质作用对环境综合影响的学科。

第二节 人类的地质作用

人类活动所影响的范围与生物圈的范围是不一致的，因此，可把人类智慧和技术活动的范围称为智力圈。人类社会发展初期，智力圈主要限于陆地表面，现在它已包括地壳、水圈、大气圈的全部范围。由于航天技术的发展。智力圈甚至已超出地球的范围。

人类的地质作用现阶段仍然主要集中在大陆型地壳的表层。人类从地壳中采出各种固态、液态和气态的有用物质，并进行加工利用。按其作用方式也可以分为对自然界的改造作用，搬运作用和沉积作用。

一、人类对自然界的改造作用

人类对自然界的改造作用，也就是对地壳的破坏作用[1]，可有机械破坏，和化学破坏两种。

机械破坏作用主要是通过爆破和挖掘来进行的。在采矿和工程建设中用爆破方式使

[1] 人类对自然的改造、开采、挖掘等，是人类经济生活所需，但对地壳来讲与其他地质因素一样是一种破坏作用。

岩、矿石破碎最为普遍。此种破坏作用速度比地面流水、地下水、冰川、风、海水的破坏作用中的任何一种都快得多。例如地面流水对山岭形态的破坏，在人的一生中几乎难以察觉，而用人工爆破方式，可在一夜之间削平一座山头。又如蛇曲发展成牛轭湖要经历十几年或更长的时间，而人却可使它在一、二年或更短的时间内实现。

人类对地壳的破坏作用，在采矿过程中更为明显。仅据1977年世界铁、锰、铬、镍、钴、钨、钼、铜、铅、锌、铝、镁、钛、锡、金、银、硫、磷、钾、菱镁矿、煤等二十一种矿产产量估算，开采这些矿产时所爆破并采掘的岩石达18×10^{9}t以上。考虑到人类现在开采利用的元素已近百种，再加上、工程建设等对岩石的破坏，其数量更多。据统计，每年由河流、冰川、风及海水破坏并带入海洋中的物质约为253.3×10^{8}t。由此对比可以看出，人类的破坏作用强度已相当可观。

人类破坏作用的速度、规模、数量与范围随人口增长和人类生活水平、科学技术水平的提高而迅速加大。人类发展初期，破坏作用是以挖掘为主，速度慢，规模小。随着炸药的发明和炸药爆炸力不断加大，破坏的速度愈来愈快，规模也愈来愈大。二十世纪原子弹、氢弹的出现，更使人类的破坏作用达到新的高度。十八世纪初人类只利用了19种化学元素，二十世纪前半期已经采用59种元素，而现在已近百种。仅1940年到1970年的三十年中，人类对主要品种的矿物资源的需求量就增长了3—70倍。破坏作用的范围也从地面逐渐向地下深处发展，从陆地向海底发展。目前最深的矿井已深入地下达3500m；石油开采深度为6000m；超深钻井的深度已超过11010m。可以预料，这些深度还将不断加大。

对固态岩石的机械破坏作用，使地下形成许多垂直的和水平的管状空洞与一些倾斜的面状空隙。它们总体的排列是与矿体的倾斜面一致的。当地下采矿空洞崩塌时，则在地面形成断裂、塌陷。塌陷深度可由几毫米到几十米。露天采矿则在地面留下一些深度与面积各不相同，形状不规则的阶梯状凹坑。

此外，机械破坏作用还可由开采天然气、石油、地下水等气态和液态物质所引起。这类开采使地下岩石密度下降，不能承担上覆岩石的重量，因而产生沉陷。其沉陷速度每年可达几十厘米，可超过地壳运动的速度，但其下沉幅度有限，一般不超过十几米。这种下沉也是逐渐产生的，有时伴有微弱的地震。

化学破坏作用主要是人类加工矿石或利用开采出的矿物资源以及其它生产活动时发生的。这种作用使矿石或矿物的成分改变，有的使元素相对集中，如在提炼中可使铁、铜、金、银……等元素集中；有的则使元素分散，如在燃烧煤和石油时，碳元素的分散。总的结果是使一些元素在现代地表沉积物中的含量增高。据统计，其中铁增高2倍，铅增高10倍，汞增高100倍，砷增高250倍。这些物质与人类生产、生活排放的大量SO_2及CO_2一起，加速岩石在地表的化学风化作用，从而导致岩石破坏加快。

二、人类的搬运作用

人类搬运作用的方式主要是机械搬运。在搬运过程中分选明显，因为人类总是把同种元素、矿物或岩石放在一起搬运的。搬运方向主要是从地下搬向地面；从山区搬向平原；从海底搬向陆地；从某种矿物、岩石集中地点，搬向缺乏这种资源的地点；从不发达国家搬向发达国家。搬运的距离差别很大。废石搬运近，矿石搬运远，可从地球的这边搬向另一边，最远的约为地球周长的二分之一，即二万公里左右。人类搬运过程中显然是不会产

生磨圆的。人类的搬运力是随生产发展而加大的。如现代火车，轮船一次就可搬运几百吨、几千吨，甚至几十万吨的矿物和岩石，超过了自然界许多营力的搬运力。搬运量也是相当惊人的。例如现在人类每年从地下搬到地面来的煤和铁就有 40×10^8t以上；苏联每年岩石的搬运量达80×10^8t。现代地球上450座活火山从地下喷到地面的物质平均每年也才只有 40×10^8t。人类的搬运使地壳产生较大的变化，研究这种变化的规律，预见其后果，是环境地质的重要内容。

三、人类的堆积作用

人类的生产和生活中产生的废杂物数量是可观的。以我国湖南省为例，每年工业排放的废气有$900\times10^8m^3$，工业废水14×10^4t，废渣1000×10^4t。其中废气、废水由于地面地质作用而流失，废渣则堆积在地面。在美国，每年要产生18×10^8t废物，而美国由河系携带的沉积物仅为4.86×10^8t。另一方面，人类在工程建筑中（如铺水泥路面，建筑地基等）在地面造成大量人工岩石。如长江葛洲坝水利工程的人工坝基构筑物约为 1×10^8t。数量如此大的堆积，正在地面形成一种与天然沉积物不同的人工堆积物。人工堆积物按其成因不同，可分为下列类型。

1．废石堆积物　　废石堆积物是指采矿活动中由地下采出的矸石，围岩等无利用价值的岩石所形成的堆积物。这种堆积物大部分堆放在矿山附近的地面上，少部分作为回填材料，堆放在地下坑道或地面采坑中。在地表较平坦地区的废石堆积物可形成高几百米的圆锥形石堆。在山区则堆积在山沟中，逐渐将一些山沟填满。回填废石堆积物的形状则与矿坑的开采形状一致。废石堆积物是由无分选，无磨圆，大小混杂的角砾状岩石组成的，一般也无层理。其成分与矿体附近岩石相同，化学成分未变，可看成是一种机械堆积物。

2．废渣堆积物　　废渣堆积物是指人类生活中所抛弃的废品——垃圾的堆积。其数量也不容忽视。例如美国城市居民每人每年抛弃的垃圾可达一吨以上。全世界每年产生的垃圾约在10^9t以上。其成分是有机质和无机物质的混杂物。

3．建筑堆积物　　建筑堆积物是经过人类一定程度的加工，按一定的形状和目的堆积的物质。按其加工情况不同又可分为松散的土、石堆积物，即没有加人工固结物质的建筑堆积，如铁路，公路路基，防水的土石坝、堤等；另一种为固结的建筑堆积物，如水泥和柏油路、楼房、水泥建筑物等。

考古学上将上述人类历史上形成的堆积物称为"文化层"。

人工堆积物除其本身可形成一些特殊地形外，它还会加重堆积地的负荷，使堆积场所地面下沉，下沉速度可达十几米，也可形成挤压和断层带。在一些城市由于建筑物的重荷，加上过量抽取地下水，使城市地面形成漏斗状下降的地形，而在其周围形成环状隆起带。如果任其发展，城市将变为湖泊。例如泰国首都曼谷正在逐渐下沉，下沉速度达每年14cm。

第三节　人为地质环境的利与害

人为地质环境是人类的地质作用造成的，可称为次生地质环境。它的有利方面在设计这些作用时已充分考虑到了，但有害方面却往往没有注意。近几十年来，由于人的地质作

用越来越强，使得有害方面也日趋明显。惨痛的教训，才使人们对其有所重视。

一、矿业与环境

采矿会使自然环境发生变化，矿石被采出后的加工、运输、使用过程中也能使环境产生变化。这类变化对人类有着直接或间接的危害。

直接危害是由于矿坑崩塌，采空区地面沉陷，废石堆的塌落或滑动等造成的。这种危害显而易见，一般在采矿活动中都能注意和采取措施加以预防。

间接危害主要是指对空气和水的污染。对空气的污染最为明显的为 SO_2，其来源于金属冶炼和煤的燃烧。当SO_2的浓度为0.3ppm时，人和生物都能有所感觉。许多植物在 SO_2浓度为0.3—0.5ppm时就受到伤害，生长显著减慢甚至死亡。当浓度为 5ppm时可使人的呼吸率增加，肺活量减小，致使得气喘病。在大气中SO_2能与O_2化合生成SO_3，SO_3吸水性很强，可形成硫酸微粒，当它随雨一同降落时，可形成酸雨。酸雨可造成大片森林死亡，它可提高江湖水的酸度，从而影响水中生物的生存。目前世界上人为排放到大气中的SO_2形成的硫酸每年可达几亿吨。其危害范围可离排放地很远。例如西德鲁尔工业区从烟囱排放的SO_2，可飘到2000km以外的挪威上空，形成酸雨，使挪威受到损害。

全世界统计每年约开采出30×10^8t以上的煤，30×10^8t以上石油和一万多亿立方米的天然气。它们的燃烧，产生了大量的CO和CO_2。CO不稳定，只能在局部造成危害。如在煤矿矿坑中；在汽车大量集中的大城市中；在空气不流通的房屋中烧煤等产生的CO都会危及人的健康甚至造成死亡。CO_2的大量排放，使大气层CO_2含量迅速增高。自1900年以来大气层中CO_2含量已增加了10%。CO_2能吸收红外热，具有对地面保温的能力。目前大气层中的CO_2含量为0.03%。若增加一倍，即增加到0.06%就会使地球平均气温上升3℃，使两极冰川融化，从而导致海面上升，使地面上一些富饶的平原区被海水淹没。对人类的生存将会带来极大的不利。

粉尘是大气污染的另一污染物。粉尘颗粒产生于固体矿石破碎时，在矿石开采、磨碎、运输时都能产生。在存放或燃烧使用过程中，也能由于种种原因引起矿物粉尘进入大气中。粒径小于5μm的粉尘颗粒人能吸入肺部，对人体造成危害，如得矽肺病等。又如石棉纤维非常细长，直径小达1—3μm。在石棉开采，石棉制品破损、风化时，石棉微粒可进入大气中，并可飘浮很长时间。当被人吸入后，较长的沉积在肺泡以上的呼吸道内，较短的可直达肺泡或穿透到肺泡组织周围，还可穿透胸膜，引起肺病。另一方面大气中粉尘的增加，可减少太阳辐射的强度，使地球平均气温降低。

SO_2 及粉尘两者污染大气会导致居民死亡率增加。据研究，在日本大阪，当大气中粉尘浓度超过 0.001g/m^3（四天平均值）和 SO_2浓度超过 0.0002g/m^{3}时，居民死亡率增加约20%。要防止这种危害，一方面要控制 SO_2的排出和产生粉尘的数量；另一方面要借助风的搬运，使SO_2扩散，使它在大气中不能达到危害人类健康的浓度。当地面风速小于3m/s时，不利于SO_2的扩散，风速小于2m/s时，极不利于SO_2的扩散。因此在风速小于二级时，应停止或只能少量在地面排放SO_2。

全世界因饮用被污染了的水，每年死亡一千四百万人。矿业活动是使水污染的原因之一。矿业活动使水污染的主要原因是采矿活动中的用水、抽出的矿坑水、选矿和冶炼过程中使用的水等。其中以后者用水量为最大，它占矿山总用水量的80%以上。一般从开采到

冶炼每吨金属矿石，用水量是2—4 t，最高可达8.8 t。在这些排出的水中常含有对人体有害的物质或超过人体容许摄取含量的物质存在。人饮用了这种水，吃了用这种水种植的农作物或在这种水中生活的生物时，会引起各种疾病。例如在日本富山县的神通川河上游铅锌矿附近，日本三井金属矿业公司建了一个炼锌厂，排出大量未经处理的含镉废水。用这种水灌溉稻田，所产的稻米中含镉浓度高，居民常年吃后，引起“骨痛病”。骨痛病患者体内的含镉量比正常人高出100倍。病情严重者竟达到在咳嗽时都可使几根肋骨折断。又如在雄黄矿山地区，水中含砷高。饮用含砷高的水能诱发皮肤癌、肺癌。

在一般情况下矿业造成的污染水对水中生物及其生态系统的影响及破坏，比上述直接对人体的危害更为明显和常见。

海洋中水的污染也因矿业活动增多而日益严重。仅石油污染一项，据统计，由于大陆架地区油井事故，海湾的含油选矿水及海洋中油船漏油或翻船等事故，每年流入世界大洋中的石油达130000 t。在太平洋和印度洋采的水样中近50%含石油。石油薄膜使进入大气圈中的水分减少，破坏了海洋与大气间的水循环，也影响气温。从而使地球上的天气状况会有所改变。

矿业活动排出的酸性污水或受到加热的废水，也会对生物产生影响。如淡水鱼通常生活在pH值为5.0—8.5之间的水中，而采矿中酸性污水的pH值一般为2—6.5。当pH值小于4时鱼类就会死亡。水温加高也会导致某些鱼类死亡，影响鱼卵的孵化，使有害的水草加快生长，污染物的毒性加剧等。

现在许多国家已经注意通过改进采矿技术，控制矿山或选矿厂附近的地面冲刷或渗透等措施，对污染水进行处理，并注意尽量利用自然界的净化能力来防止水的污染。

此外，矿业中的固定设备，矿山内部用的移动设备和外部运输设备发出的噪声，矿山爆破引起的地面振动和空气冲击波都会在较小的范围内引起环境改变，对人类产生一定的危害。

二、人类对地面流水的改造

人类对自然界地质作用的改造，规模最大的是对地面流水的改造。在陆地上修建的数以万计的，大大小小的水库（如仅广东省在解放后就修建了水库 7446座，修山塘 53941个。）及巨大的河流改道工程，打破了自然界水循环的平衡。

修建水库所引起的自然环境改变是多种多样的，它可使上游地下水位升高，使地下水地质作用发生区域性变化；水位抬高可使库岸发生崩塌，产生灾害。例如1963年10月9日夜间意大利北部巴瑶恩水库库岸崩塌，激起水库中的水产生巨大洪波，洪波扑溅到对面比水库水面高20m的山坡上，并越过大坝坝顶冲向下游，使2600多人死亡。水库的建造易使水库地区诱发地震，例如埃及阿斯旺地区过去没有地震，在阿斯旺水库修建后，于1981年就发生了几次轻微地震，其中最大的一次为5.5级；由水库中沉积大量的泥沙河水变清，因而会造成下游侵蚀作用的加强，河床加深，甚至还影响到河口区的地质作用，例如美国科罗拉多的胡佛水坝下游的侵蚀作用延展长达560km，使河床减低3m。

巨大的河流改道工程也会引起一些意想不到的严重后果。如计划中的苏联北水南调工程，是截堵现在流入北冰洋去的12条河流，使其由向北流改成向南流，这将使大量的水经伏尔加河流入里海。这个工程预计会使苏联的粮食增产三分之一，每年能额外多发二十亿

瓦的电，以及得到其它一些利益。但也可能带来如下危害：由于这项工程要建立一些大水库，水库里的厚冰可能会推迟春天解冻时间，使苏联北部短暂的生长季节缩短两周，春雨将减少，秋天会下大雨，反而使农业减产；每年北冰洋将失去50km³的淡水，盐度将增加，因而更不易结冰，北极冰盖将融化，导致北半球气候改变，极地风向改变，继而导致受益地区的降雨量减少。我国的南水北调工程，即引长江水灌溉黄河流域地区，也是一项较大的工程。对其可能出现的不利影响也正予以研究及注意防治。

三、城市化问题

随着经济的发展，城市在不断增多，扩大。苏联从1917年到1967年的50年间就兴建成700多个新城市。随着新城市的增多及旧城市规模的扩大，城市人口也迅速增多。1800年时世界城市人口仅占总人口的 3%；1920年增为 14%；1950年为 28.7%；1980 年增达42.2%；2000年将增为75%。）1950年世界上百万人口以上的城市是71个，1980年增加到226个。

城市化所带来的地质问题，主要是对地面流水和地下水及其地质作用的影响。由于大量修建房屋、道路、广场、排水沟等，绝大部分地面被屋顶、水泥、沥青等人工建筑物所复盖。因而下雨时，雨水再也不能通过这些地面渗入地下或在土壤中停留一段时间再逐渐的流向沟谷或河中。这就使得城市周围低的地区地面流水的流量比城市化前增大，侵蚀作用加强，洪水泛滥的可能性也增大。另一方面由于渗入地下的水量减少和大量抽取地下水供城市人口和工业使用，使地下水位急剧下降。如沈阳市地下水位每年平均下降 0.5m；北京已下降了4—10m中心区达30m。在一些沿海城市，地下水位下降可引起海水侵入地下。如旅大市1968年海水侵人，到1978年已达50km²。海水这种入侵会使土壤盐碱化、农业减产。此外，城市建设所需的土、砂、砾、石等建筑材料多在城市附近采取，建筑时需平整土地等均会引起城市及其附近的局部地形变化。

城市是人类造成空气污染、水污染、固态废物污染集中的地方，这些污染若不进行有效的处理，则大城市将会变得愈来愈不适合人类居住。近十多年来，在一些发达的资本主义国家，有越来越多的人从大城市迁往城郊或小城镇居住。

四、沙漠化问题

人类生存需要食物，农作物是人类食物的主要来源之一。因此，随着人口的增长，要求扩大耕地面积。城市规模扩大难免要侵占旧的耕地和开垦新的耕地；人口增多对木材的需求量也大大增高。所有这些活动，如超过自然界容许的极限就成为滥垦、滥伐，就会造成严重的水土流失和沙漠化。

森林可以吸收CO_2、SO_2等有害气体，放出人们需要的氧；会分泌出杀菌素杀死一些细菌；会阻挡、过滤、吸附粉尘和放射性物质；可起调节气候和保持水土的作用。在一些地区由于滥伐，森林正在消失。如东南亚、南亚和南美洲的热带森林面积每年约缩小2%。世界上森林面积的缩小导致沙漠面积的增大。有人认为，由于工业和技术的发展，以及无节制的开发自然资源，会使地球上35%的土地濒于变成沙漠的境地。

半干旱地区由于开垦和过度放牧，使草地和沙质土壤失去植被保护。刮风时沙粒被吹起，形成流沙，使草地及其附近地区沙漠化。在一些过度放牧区，沙漠化往往以畜井点为

中心，呈环状向外扩散，以畜圈和水井附近最为严重，愈往外沙漠化程度愈低。

沙漠化的实例在我国历史上和现在均有不少实例。例如，陕北一带的毛乌素沙漠，有不少地方在一千多年前还是水草丰盛、适宜农牧的地区。由于历史上多次大规模垦荒和气候变得较干旱等原因，到20世纪初已沙漠化了；内蒙伊克昭盟地区，在1957年到1975年期间，由于开垦沙地，使土地受到强烈风蚀而沙化，特别是在六十年代后期开始的干旱期，沙漠化更为迅速。伊克昭盟的沙漠面积从解放初到1974年已增加了近两倍；在内蒙乌兰察布盟，锡林郭勒盟、河北省张家口的坝上地区，由于草原和森林植被不断遭到严重破坏，沙漠面积不断扩大。这些地方常年多西北风，风刮沙移，甚至已影响到北京。1977年8月召开的世界沙漠化会议，已将北京划入受沙漠化威胁的范围之内。当前，我国正在进行大规模的植树造林，退耕还牧工作，制定了森林保护法。这将对制止沙漠化，保护我国人民生活环境有重大和深远的意义。

第四节　自然地质环境与人类的安全和健康

自然形成的地质环境，即原生地质环境对人类的生存有着很重要的影响。地质作用形成的自然灾害会使人类伤亡；岩石、矿物在一定程度上影响人的体质和健康。我国古代对地质与人类生存的关系曾有不少论述。例如对水、土与人健康的关系就曾提出："轻水所多秃与瘿人，重水所多尰与躄人，甘水所多好与美人，辛水所多疽与痤人，苦水所多尪与伛人。"

"坚土人刚，弱土人肥，墟土人大，沙土人细，息土人美，耗土人丑。"现代科学的发展使我们能更好地研究这些问题。

一、地质作用形成的灾害

地质作用所形成的灾害，即地质危害是多种多样的。如洪水暴发、山崩、地滑、泥石流、溶洞崩塌、雪崩、飓风、海啸、地震、火山喷发等。这些灾害的地理分布都有一定规律性。现在的科学和技术水平尚不能使人类完全免受其害。据联合国公布的材料，1947年到1970年期间，热带龙卷风夺走745000人的生命；火灾使173000人丧生；因地震死亡的人数为151000人；火山造成7200人死亡。在此期间仅这四种灾害每年平均死亡人数约为46800人。每年死亡人数的多少与该年地质作用强弱关系密切。如1981年被认为是地质作用较弱的一年，因自然灾害丧生的约10000人。

目前还有一些原因不明的灾害。例如在大西洋被称为"魔鬼三角"的百慕大三角地区，自1945年五架巡逻飞机和一艘前去救护的大飞艇神秘失踪后，就引起了人们的注意。此后，仍有不少飞机和船只在此失踪。近年来世界其它地区也有类似情况出现。对其原因有各种不同的说法，可能是海洋中的涡流或热带气旋产生的海龙卷造成的；也可能是海洋中汹涌的三角波造成的；还可能是海底地震、火山喷发或海水运动等所产生的次声波，以及原因不明的磁暴或磁异常……等造成的。

随着地球人口密度加大，人在地球上活动范围加宽，灾害造成人类伤亡的可能性也随之增加。深入研究已知的地质危害，查明各种灾害的原因，预测它们发生的地点、时间、规模等，提出预防措施，是十分必要的。

二、地质环境与健康

地质环境对人类健康的影响是较缓慢的。但长期生活于某种不利的地质环境中亦可使人产生严重疾病，甚至死亡。我国民间所谓的“水土不服”，实际上是指地质环境改变后，人不适用新的环境引起的疾病。饮水质量，饮水及土壤中微量元素，放射性元素含量对人类健康均有明显影响。

水的硬度是饮水质量的指标之一，其数值与水中钙、镁离子总的含量有关。我国通常采用德国制硬度，即一升水中含有相当于10mg的CaO为一度。一般把硬度小于8.4度的水称为软水，硬度大于8.4度的水叫硬水。我国规定饮水的硬度不能超过25度。水的硬度与水所流经的岩石、土壤成分，流过的时间长短，水的溶解能力等有关。例如流经石灰岩地区的水硬度高，流经石英砂岩地区的水则硬度低。雨水、河流、湖泊中的表层水都是软水，地下水多为硬水。据统计资料，美国、英国、印度等饮用软水地区的人，心脏病发病率比硬水地区高。水越软则患高血压、动脉硬化等症的死亡率越高。其原因可能是由于软水偏酸性引起的。

人体中已发现六十多种化学元素，其中氢、碳、氮、氧、磷、钙、镁、钾、硫、氯和钠等十一种元素占人体总量的99.95%，其余占0.05%的五十余种元素叫人体微量元素。人体必需的微量元素已知的有铁、锰、钴、铜、锌、钼、碘、铬、钒、氟、硅、镍、硒和锡等十四种。这些元素在人体中保持适当的浓度对人的健康是有益的，当缺乏或过量时都会引起疾病或死亡。其余四十多种为非必需的微量元素。如砷、汞、铅、铍、碲、钡、锆、铌、铋、钛、锂、银、金、铊、铯、钍、铀、钋、镭……等，当它们超过一定浓度时就会对人体产生危害。人体中某种微量元素的多少，与饮水、食物和空气中的微量元素有关，而这些又和地壳表层岩石及土壤的化学成分关系密切，即与各个地区的地质环境有关。地表地质作用和岩石中化学元素分布的不均匀性决定了水、土壤、空气和动植物体内这些元素分布的不均衡性。土壤中的微量元素可随尘埃飘扬进入空气。不同地区，不同成分的土壤上生长的植物，其微量元素的含量也是不同的。一些地方性疾病就与该地某种微量元素的缺乏或浓度过高有关；例如缺碘会引起甲状腺肿大；克山病与缺硒或钼的吸入有关，氟高时会引起氟中毒病；而氟低则易发生龋齿。上述这些病还都有一定的地理分布。如氟中毒病在我国主要分布在半干旱气候区的东北平原西部、内蒙平原、华北平原及黄河中游一部分地区。

癌症的分布往往也有一定的地方性。引起癌症的原因是多方面的，其中有些可能主要是地质环境恶劣诱发的。例如土耳其是肺癌死亡率极高的国家，占总人数的0.15%，而其一个叫卡拉因的仅有600人的小村庄，在过去六年中共有178人因得肺癌去世。其原因可能是这里存在着大量的沸石矿物造成的。又如我国广东顺德县患肺癌者较多，可能是饮用的河水中铁、钒含量高引起的。地质环境致癌因素问题正在引起人们的重视，尚需进一步研究。

环境地质学作为一门科学，研究的范围是很广泛的。除了上述简要提到的内容之外，还有废物处理及其引起的地质环境问题；一些特定地质环境对人类的影响问题；资源的利用和保护问题；地质环境的平衡和保护问题等，这些内容对本课程的要求来说，已超出范围，故不予详述。

第二十二章　地质学的发展简史及其发展趋势

第一节　地质学发展简史

地质学是一门既古老而又年轻的科学，他的发展历史大致可分为三个时期；即：古代地质思想的萌芽阶段；地质学的建立和发展阶段（18世纪—20世纪）；现代地质发展阶段（20世纪迄今）。地质学的发展及其各阶段的划分是与社会生产力的发展水平和科学资料的积累程度相适应的。同时，相邻学科的发展水平、哲学思潮的影响也对地质学的发展起着重要的影响。现将地质学发展历史按阶段加以阐述。对于中国地质学发展历史将另立标题进行叙述。

一、古代地质思想的萌芽

从远古时代起，人类就逐渐学会了有选择地利用岩石、矿物作为劳动工具和生活资料。中国、印度、巴比伦、埃及和希腊等古代文明国家，早在公元前几百年或上千年以前就先后学会辨别含铜、金、银和铁等元素的矿石，并掌握了开采、冶炼这些矿石的技术。在人们与自然灾害作斗争的过程中，需要对各种自然现象进行观察和解释，地质思想逐渐萌发了。古希腊学者毕达哥拉斯（Pythagoras，约公元前571—497年），亚里士多德（Aristotel，公元前384—342年），都曾对火山喷发、地震和尼罗河三角州的形成进行了观察和解释，并根据岩层中的贝壳化石得出海陆变迁的概念，他们还对部分岩石、矿物作了初步分类和描述。虽然这些论述还算不上是地质知识，却是朴素的地质思想的萌芽。

进入封建时代（6世纪—12世纪）的欧洲，是教会严酷统治时期，在宗教法庭的残酷镇压下，科学文化以至人们的思想受到强力的压制和摧残，人们的言行要严格按圣经的说教行事，科学的思想和学说被指责为离经判道的异端，地质思想的发展处于停滞时期。

14世纪至16世纪欧洲处于“文艺复兴”时代，是具有进步思想的学者向黑暗的宗教统治挑战和进行激烈斗争的时代。波兰的天文学家N.哥白尼（Copernicus 1473—1543）在临终前终于提出了与圣经相悖的“日心说”。他的学说的继承者和补充者意大利学者G.布鲁诺（Bruno 1548—1600）则因提出“星的世界是无穷的，宇宙中包含无穷的世界，它们时刻处在形成和破坏的运动中”的论点，而被认为是大逆不道，被宗教裁判所判处极刑，活活被烧死。但人们并未放弃建立正确自然观的努力。随着生产活动的发展，人们对自然界的认识加深了，积累了丰富的科学资料，逐步建立起正确的自然科学观，为冲破神学的禁固奠定了基础，意大利学者里奥那多·达·芬奇(Leonardo Da Vinci 1452—1519)在领导开凿运河工程时，发现岩层中含有海生贝壳化石，由此推断该地曾是海洋，和海陆轮廓是逐渐改变的。与此同时，矿物学业已形成锥形，德国学者阿格里柯拉（Aglicola，1494—1555）据矿物的物理性质对其进行分类，并对矿物和金属矿床的形成作了论述，成

为系统阐述矿物学原理的先驱。

二、地质学的创立

十八世纪的欧洲出现了产业革命。随着生产力的提高和近代工业的出现，对煤和金属矿产的需求日益增加，因而促进了找矿和地质调查工作，地质资料逐渐积累，逐步形成了系统的地质学理论和研究方法，地质学作为一门独立的科学出现了。

在地质学的各分科中，最早出现的是矿物学；接着出现的是地层古生物学和地质制图学；随后，岩石学、构造地质学也诞生了。到十八世纪末十九世纪初，地质学的几个主要分科已初步形成。

科学的发展与哲学思潮的演化密切相关，欧洲产业革命不仅引起社会制度的变革，在哲学思潮上也出现了剧烈斗争。1755年德国学者I.康德（Kant 1724—1804）发展了《自然通史和天体理论》一书，在书中康德抨击了万物都是神创造的谬论，提出了地球和太阳系都有自己的历史，它们是随着时间进程形成的这一唯物主义观点。恩格斯对康德的理论给予高度评价，认为他打开了万物不变的僵硬自然观的第一个缺口（《自然辩证法》人民出版社1962年版161页）。康德的太阳系起源理论，对宇宙论和地质学的发展有重要影响。

在地质学创立初期，学术思想论战对地质学的发展起一定的推动作用。当时的论战是在“火成论”者与“水成论”者之间及“均变论”者与“灾变论”者之间进行的。论战的结果是以唯物主义进化论思想获胜，从而促进了地质学的发展。

1. “火成论”者与“水成论”者的论战：

水成论（Neptunism）者认为组成地壳的所有岩石都是从原始海洋物质中结晶、沉淀形成的，他们否认地壳运动的存在。“水成论”的代表人物是德国弗莱堡矿业学院矿物学教授A.G魏尔纳（Werner 1750—1817），他对矿物学的研究有卓越贡献，由于他的丰富的知识和口才，使他驰名欧洲，对传播地质学起了重要作用。由于他主要在沉积岩区工作，观察到的地质现象较局限，还受到“万物不变”的自然观的影响，因而一再坚持其错误观点。由于他的声誉和拥有众多学生及崇拜者，使这些错误论点得以广泛流传，其影响达半个世纪之久。

“火成论”（Plutonism）者的代表是英国学者J.郝屯（Hutton 1726—1797）。他发现花岗岩脉穿插在沉积岩中呈侵入接触关系，认为除沉积岩外，还应有岩浆岩和变质岩，并认为地壳经常处于演变过程之中，这一过程是缓慢的，过去发生的变化和现代进行的演变过程是类似的。他较正确地论述了三大类岩石的成因及地壳运动的影响。

今天，上述的争论问题已属现代地质学界的一般常识问题了。但在当时，却对地质学的发展方向起了重要的影响。尽管“火成论”者的观点有片面性（尤以“古今一致”的观点），但是，它与水成论者的“万物不变”的论点相比，是更符合唯物主义进化论观点的。

水成论者因当时有教会的支持，故得以传播，且不时与火成论者展开争辩。随着人们接触到更多地质现象，水成论观点逐渐被抛弃。到十九世纪初，魏尔纳的学生和当时水成论代表人物德国学者L.V.布赫（Buch 1774—1853）和洪堡德（Humbolt 1769—1859）到火山区域考察后，发现不少与水成论相抵触的现象，宣告脱离水成论学派，水成论终于败下阵来，火成论获得胜利，这是对自然界万物不变谬论的一次沉重打击。

2. 均变论者与灾变论者的论战

十八世纪末十九世纪初，在积累了较丰富的地质资料后，人们重点探索研究地壳发展历史的方法和原理。"均变论"者和"灾变论"者的论战就是在这一过程中进行的。

最早指出根据地层中所含化石可确定岩层生成顺序的人是英国一位土地丈量员W.斯密思（Smith 1769—1839），他在开凿运河的工作中发现相邻地层的化石极相似，而相隔较远的地层中的化石却有差异的规律。据此他编制了英国沉积地层表和英国地质图（表示各时代地层的分布），为生物地层学及地质制图学奠定了基础。

法国古生物学家G.居维叶（Guvier 1769—1832）在工作中证实和发展了斯密思的论点，并确定了法国地层表和编制了法国地质图，对生物地层学的发展有一定贡献。但他在讨论各时代地层中化石种类有差异的原因时认为是因地球曾发生过多次周期性的灾难（他认为约有27次大灾变），每次灾变都彻底改变了地表形态和导致所有生物的灭绝，灾变后生物又重新衍繁，因此，在生物种属上有巨大差异。居维叶的论点被称为灾变论，他否认了地球的自然发展过程，并把其演变历史归之为一系列不可知的突然事件。这一论点与圣经中论述的"大洪水期"和"诺亚方舟"神话一致，因而受到宗教界赞赏。

与灾变论针锋相对的是达尔文的进化论和地质学的"均变论"。法国学者拉马克（Lamark 1744—1829），在研究巴黎盆地第三纪古生物化石时，发现各种生物种与种之间是过渡的，某些种属是由另一种属发展而来的，并有由低级种属向高级种属演变的规律。这一进化过程是极其漫长的，和地球的漫长的演变历史是同时进行的。这种进化论思想促进了地质学的发展。

英国地质学家C.莱伊尔（Lyell，1813—1895）继承了郝屯的学说，他在综合大量实际资料的基础上，提出了现实主义原理（详见绪论），指出地球的发展历史是漫长的，认为解释地球的历史和各种现象，用不着求助于上帝和灾变，许多看来是微小的自然力—风、河流、潮汐、火山和地震等等，它们在漫长的地质年代中长期进行的各种地质作用，就足以使地壳面貌发生巨大的变化。这就是"均变论"的主要思想。C.莱伊尔的《地质学原理》的问世，标志着进化论思想在地质学中的胜利，并促进了地质学的发展。正因如此，恩格斯誉之为"破天荒第一次把理性带进地质学中来，因为他以地球缓慢的变化的渐进作用代替了由造物主一时兴发所引起的突然革命"（《自然辩证法》人民出版社 1962年版 第10页）。

近年来，地质学中又出现了"新灾变论"，认为地球演变历史中的突然事件（如陨星撞击等）对地球发展是有重要影响的，但这种观点与居维叶的"灾变论"是有本质差别的。

三、近代地质学的发展

自19世纪中叶以来，为了满足新兴工业对矿产资源、能源的需要，欧洲各国大力开展区域地质调查以掌握矿产的分布规律，为此先后成立了国家地质机构（英国的成立于1835年；奥地利1849年；法国则于1855年成立）。这说明地质学已受到重视，已成为生产中不可缺少的科学。随着地质学研究领域扩大，积累的地质资料更加丰富和系统，地质学的理论更为深化了。原来已建立的学科（如生物地层学、矿物学、构造地质学等）更加系统和深入，还使岩石学、矿床学、大地构造学等新学科逐渐成熟。

地质学的发展需要国际性学术交流与协作。为了适应这一发展需要，1878年在巴黎召开了第一届国际地质学会（1984年在莫斯科已召开了第27届大会）。国际地质学会在推广各种新理论、新方法和统一地质学的有关概念、术语以及交流各种学术思想等方面，对地质学的发展起了促进作用。

邻近的自然科学的发展也促进了地质学的发展。例如，门捷列夫发现了元素周期律，使矿物学的分类学研究有了依据；X射线衍射技术的引入，使研究矿物的内部晶体结构成为可能；偏光显微镜的出现，使研究各类岩石的矿物成分及岩石的结构、构造更为详细，并能对各类岩石进行更准确的科学分类；物理、化学、胶体化学、热力学的发展，为研究成岩、成矿机制提供了理论依据；力学理论和方法的发展，为解释和研究各类地质构造的形成机理提供了依据等等。物理学、化学等的测试和实验方法的陆续引入，使地质学的研究方法由定性描述，逐渐向定量与定性相结合的方向发展。

到十九世纪末二十世纪初，出现了地质学与物理学、化学、生物学等自然科学相结合的边缘学科。它标志着地质学已进入综合研究组成地球的物质、各种运动形式及其规律去分析地球演变规律的阶段。

二十世纪五十年代以来，科学技术迅猛发展，电子计算机、电子显微镜、航天和遥感技术、深潜和深海钻探等的相继出现，并陆续在地质学的研究中运用，使地质研究既能观察地壳物质的微观特征，又能从宏观上研究地球；不仅能运用各种手段研究地壳深部构造，海洋地质学也迅速发展，已有可能从全球观点去研究地球的演变。因而板块学说等新理论、新观点不断涌现，不少传统的地质理论受到冲击，地质学正处于大变革的时代。

现代地质学的发展趋势是愈来愈强调综合各个学科的多种理论和方法进行研究，以求在更深层次和多角度地揭示地壳的演变规律和各种矿产资源的形成和分布规律。另一方面是地质学的应用范围愈来愈广泛，从过去主要为找矿服务，发展到为综合利用各种矿产资源和改善人类生活环境等服务，出现了许多新的应用学科。

四、中国的地质学发展简史

我国是世界上的文明古国之一，对人类文化有过杰出的贡献，而且在矿产利用和地质作用的认识上同样也有过贡献。

从考古资料可以证明，早在四千多年前的新石器时代，我们的祖先就已认识自然铜，并能制造铜器；到商（公元前16—11世纪）、周（公元前11世纪至公元前771年）时，不仅能大量制作铜器，而且已能使用铜、锡合金（青铜）来铸造各种铜器，形成历史上的“铜器时代”。春秋时代（公元前770年—公元前476年）末期，我国已经有铁器（有的铁器是生铁铸造的，这比欧洲出现生铁要早1900多年！），春秋、战国、秦、汉（公元前206年—公元220年），铁器已广泛使用，成为历史上的“铁器时代”。从上述考古资料可以认为，我们的祖先在当时已具有寻找和识别铜、铁、锡等矿石的地质知识。关于矿产地和找矿知识的记载，在我国许多古藉和各地的地方志中都可以找到。例如战国时的《山海经》中就记载了金、银、铜、铁、锡的产地226处。这些产地现代都可以查证到。《山海经》是世界上最早记载矿产的地质文献。考古资料表明，西汉（公元前206—公元8年）已用煤作为炼铁的燃料，明代宋应星所著的《天工开物》已按煤的物理性状和用途对煤进行分类，在当时是较先进的。石油在东汉时已认识，汉、晋、唐的古藉中已记载了陕、甘、新等地的石油

产地，宋代沈括所著的《梦溪笔谈》已详细描述了石油的特性和用途。在找矿知识方面，春秋战国之交成书的《管子》中的《地数》中记载有：“山上有赭者其下有铁；上有铅者其下有银；上有丹沙者，其下有鉒金；上有慈石者，其下有铜金，此山之见荣者也。”不仅指出利用铁帽找矿的知识，并说明了金、银、铜、铁、铅、汞等矿产的上、下产出关系。

我国古代关于矿业及矿产的知识是如此丰富，必然会同时引起人们对许多自然现象进行详细的观察并提出解释。应该指出，我国古代地质思想萌芽的出现时间也比世界其它地区早得多。例如我国古藉中的地震记录（包括了地震强度的记载）是世界上最早、最完整的记录，它对现代研究地震区划仍有重要意义。东汉张衡于公元132年创造了世界第一台地震仪——候风地动仪。公元138年在洛阳用这台仪器正确测出了发生在650km外的陇西发生的地震。东汉时（约公元50年）已确定了磁石的指极性，发明了世界上最早的罗盘——“司南”。沈括还发现了磁偏角现象，指出“方家以磁石磨针锋，则能指南，然常偏东，不全南也。”（据《新校正梦溪笔谈》卷二十四，中华书局1957年版 240页）。

关于河流地质作用的论述，在北魏郦道元注的《水经注》（公元537年以前），北宋沈括著的《梦溪笔谈》及明末徐霞客（1586—1641）的《徐霞客游记》中都有详细论述，并指出它在塑造大陆地形中的作用。沈括还对河流下游的沉积作用，华北产原的成因及海陆变迁等现象有所论述。应该指出，关于河流的侵蚀和沉积作用的论述，在欧洲最早是由J.郝屯于1778年系统提出的，比沈括的论述约晚600年。

有关岩溶作用及各种岩溶地形的记载在古藉中也很丰富，最早的记载应推东汉刘珍所著《东汉观记·地理志》，宋时范成大在《桂海金石志》中已正确论述了石钟乳的成因：“钟乳……。仰观石脉涌起处即有，乳状如玉雪，石液融结为也。乳床下垂如倒数峰小山，峰端渐锐且长如冰柱，柱端轻薄中空如鹅管，乳水滴且融，此乳之最精者，以竹管仰盛析取之”。在公元十二世纪能提出这样的见解是十分可贵的。《徐霞客游记》中详叙了桂林七星岩洞穴外观察到的现象，如果与当今地理学者陈述彭教授的论著对照，其观察资料基本正确。徐霞客精辟的记述，可认为是世界上最早的洞穴学研究文献。

我国古代学者对化石的认识和描述，并根据化石特征推断古气候、海陆变迁的现实主义思想方面也在世界地学史上居领先地位，北魏郦道元的《水经注》生动地记述了湖南湘乡地区黑色页岩中所见的鱼化石。北宋沈括在《梦溪笔谈》卷二十一中记述“近岁延州永宁关大河岸崩，入地数十尺，上下得竹笋一林，凡数百茎，根干相连，悉化为石，……延郡素无竹，此入地数十尺土下，不知为何代物。此乃旷古以前，地卑气湿而宜竹邪？”从这些记叙可以看到，沈括不仅据化石推测了“旷古以前”的气候，其思想并与现今地质学常用的“将今论古”现实主义原理相接近。他的见解比意大利学者达·芬奇对化石的见解早424年。可以肯定沈括是有藉可查的最早认识化石意义的人。朱熹（1130—1200）在《朱子全书》卷四十九曾记述“当见高山有螺、蚌壳，或生石中，此石印旧石之土，螺蚌见（现）水中之物，下者却而为高，柔者却变而为刚，此事思之甚深，有可验者”。他进一步阐述了化石的成因，用现实主义原理分析地质作用过程，探讨了山岳的成因和成岩作用，他的论著成书于1170年，比C.莱伊尔的《地质学原理》要早了整七个世纪！

我国有关古代矿产地质知识的论著不仅出现早，而且相当丰富。但由于我国长期处于封建制度下，生产力发展缓慢，自然科学发展受到限制。明代晚期（16—17世纪）虽然资本主义的生产关系有所萌芽，但在清皇朝建立后，采取重农抑商，禁止民众采矿，设立官

办机构垄断手工业等维护封建制度的政策，使生产力发展受到压制。因此，在欧洲资本主义生产力向上发展时期，我国仍处于落后的闭关自守的封建农业生产水平。同时，由于我国古代统治阶级历来提倡习儒读经，轻视生产技术和自然科学知识，认为这些只是雕虫小技，所以我国古代一度领先的科学技术知识（包括地质领域的许多知识）并未得到继承和发展，近代地质学反而是在本世纪初从国外传入的。

十九世纪中叶，帝国主义以军舰大炮打开清帝国闭关政策之大门后，帝国主义列强相继侵入中国，使中国伦为半封建半殖民地国家，他们以各种方式（经济的、文化的）在中国展开殖民侵略。正是在这样的条件下，欧洲的近代地质学随着外国学者来中国进行地质考查，以及清政府为了延续其统治派人出国学习自然科学而逐渐传入中国。外国地质学者在中国的地质调查工作，大部分是为帝国主义掠夺我国的矿产资源服务的，他们虽然也做过一些有益的工作，但所获得的资料是较贫乏和片面的。例如某些外国人曾断言中国是“贫油”的国家，这些毫无根据的推断已被解放后我国勘探工作所取得的成就彻底推翻。鲁迅（周树人）先生在所著的《中国地质略论》（1903）及稍后所著的《中国矿产志》(1906)中都曾针对这些情况，强烈谴责帝国主义的掠夺性的调查和窃取资源的行径，并号召国人“奋袂而起”，开展我国的地质工作，为民族的振兴开发宝藏，并指出“无一幅自制之精密地质图，非文明之国”。他在上述的论著中还较系统地论述了我国的地质特点和矿产资源的分布，是我国近代地质学早期著作之一。

我国地质调查机构创建于1912年，在章鸿钊的倡议下，南京临时政府在实业部矿政司下设地质科。1914年成立了培养地质人员的训练班，以后又相继成立了地质调查所、中央地质研究所等机构从事地质调查和科学研究工作。1918年以后又先后在北京大学、清华大学、中山大学等成立了地质系以培养地质人才。1922年中国地质学会成立，成为我国地质学界的学术团体。但是，在1949年全国解放以前，由于帝国主义、官僚买办、封建主义的残酷压迫和腐朽的社会制度下，地质事业的发展是缓慢的，工作条件是极为艰难的。解放前的四十年间，全国只培养了300多名地质专业的大学生，其中部分人因失业或其它原因而改行，实际从事地质工作的为200人左右。老一辈地质工作者在极端困难的情况下，克服种种困难和阻力，甚至为地质事业献出生命。他们在古生物、地层学、大地构造学和岩石学、矿物学、矿床学等领域作了大量研究工作，积累了资料，为我国地质学的发展奠定了基础。

1949年新中国诞生后，地质学受到政府和人民的重视，并为她的发展创造了有利条件。地质学在这一阶段的主要特点是紧密围绕发展我国国民经济，为在我国建成具有现代化工业、现代化农业、现代化国防、现代化科学技术的社会主义强国这一中心任务而发展的。在大力开展找矿勘探及与之有关的地质理论、技术方法的同时，重视加强地质基础理论的研究。

为了统一领导地质工作，1952年成立了地质部（现地质矿产部），并在各省、市、自治区成立了地质局。有关工业部门也相继建立了地质机构。

为了加速地质人才的培养，自1952年以来先后成立了北京（现武汉）、长春、成都等地质学院及一批中等专业学校；在一些院校中设立了地质系。仅北京地质学院截至1966年已为国家培养地质人才17000人。

科学院、地质部及其它部门也相继成立了各种地质研究机构，以加强地质理论研究，

提高地质研究的学术水平。

目前，我国已拥有近百万人的地质队伍，他装备着各种较为先进的装备，并由各种专业分队构成。地质工作者为我国“四化”建设提供了开发矿产资源和工程建筑所需的大批地质资料。

为了更有目的地寻找矿产资源，加强了基础地质研究，开展了区域地质调查及编制区域地质图的工作。截至1985年，我国已基本完成了比例尺1:1000000的区域地质调查及编图工作，已完成全国60%以上面积的比例尺为1:200000的区域地质调查及制图，并在重点地区开始比例尺为1:50000的区域地质调查工作。我国的第一轮航空物探和区域地球化学找矿工作已在全国大部分地区完成。大大提高了我国区域地质研究程度。在此基础上发现了大批矿床和矿点。截至1985年我国已找到150种矿产，其中137种已取得探明储量。已发现的矿床达二十多万处，其中已交付开采的达一万五千多处，大型矿产地在五百处以上。我国有二十多种矿产储量居世界前列，其中十余种矿产储量不仅能满足国内需要，而且可以长期提供出口。石油海洋地质、水文地质、工程地质等也取得丰硕成果。三十多年来，根据地质工作成果建立起来的新兴矿山城市达二百多座。

随着地质工作的蓬勃发展，我国地质科学的水平在不断提高，不少学科已接近世界先进水平，有些学科已居世界前列，但也有一些学科与世界先进水平尚有一定差距。我国地质学的发展前景与其它科学一样，具有无限美好的未来，它必然随着我们伟大祖国的繁荣富强而飞速发展，也必然会在学术上不断作出贡献，丰富人类的知识宝库。

第二节　地质学的发展趋势

当前，对能源及各种金属和非金属矿产资源日益增长的需求已成为世界上急需解决的问题，随着生产的发展和消费的增加，能源的消耗量已达到惊人的地步。有人估计，世界上每年消耗的石油总量，在自然界要经过400万年才能形成。当前除了采取有效的节能措施以外，不断发现新的油田及为开发其它能源（如煤、核原料、水力资源等）提供必要的地质资料已成为地质部门的重大任务。新兴工业的崛起（如电子工业、宇航工业、人工智能、自动化和遥控等）以及其它工业的发展，在原材料（主要是多种金属和非金属矿物资源）的品种和数量上的需求正与日俱增。加强对能源及其它矿产资源的形成、分布、寻找和勘探的理论研究，和不断采用新的技术方法发现新矿产，仍然是地质学的重要任务之一。

随着世界人口的不断增加，食品资源已感不敷，加上人类生存条件的趋于恶化（如环境污染、生态平衡的破坏、干旱化和城市化带来的耕地减少及其它问题），同样是人类面临的严重挑战。必须采取积极保护自然环境和预防自然灾害的措施，并适当改造自然环境，因而，需要地质学的一些有关分支（如动力地质学、第四纪地质学、水文地质学、工程地质学、环境地质学等）要加速发展，以适应人类生活和食品生产的要求。

应用地质科学的发展，需要建立在基础地质学科发展的基础上。为了有目的地、迅速而准确地发现新的矿产品种和矿产地，需要大地构造学和构造地质学在区域成矿和控矿构造理论方面不断有新的突破；要求岩石学、矿床学在成岩成矿理论上有所前进；要求地层学、古生物学在研究地壳演变规律、古地理环境变迁，建立更为精确的地质年代表，以及

对地层对比划分的理论上不断有新的创造等等。本世纪五、六十年代以来，由于石油事业迅速的开展，不仅促进了石油地质学和海洋地质学的发展，而且使沉积岩石学在相和沉积环境分析理论、碳酸盐岩的成因等方面有了变革性的进展。

各种基础地质理论的发展其关键在于对岩石圈、水圈、生物圈的演化及其相互关系要有高深度的认识。自从以本世纪70年代“板块学说”为代表的“新地球观”出现以来，许多传统的地质概念受到冲击。大地构造理论更不待言，成岩成矿理论也有了很大变革。由于海底扩张理论不断得到证实，加上深潜观察的实现，发现洋中脊裂谷附近有大量金属硫化物矿液的溢出，使人们认识到洋底可能是矿产形成的一个重要来源。近年来矿床的分布规律可以用不同板块边界类型的特点来解释，如俯冲带近大陆一侧的张性构造发育区有利于硫化物矿床的形成，压性构造发育区则发育斑岩型的金属矿床等等。地球上的火山带、变质带、地震带的分布也可以用板块边界类型特点来说明。但是，这一切进展仅是认识岩石圈演化规律的第一步，还有许多问题尚未得到满意的答案。例如为什么“泛大陆”在二叠纪时解体？是什么动力使它发生解体和使它发生漂移的？为什么“泛大陆”要从这些部位分裂？目前板块理论主要探讨的是板块边缘的演化特点，至于板块内部曾发生过什么形式、多大规模的演变，以及大陆内部盆地发生沉降的原因是什么等问题还很少从“新地球观”的角度去探讨。作为分析板块构造基础的“刚性”岩石圈和“塑性”软流圈的性质我们还缺乏深入的了解。

地球物理方法对了解地球内部的物质状态是重要的手段，但最近在苏联西北部科拉半岛的深钻中并未发现“玄武岩层”，其所得资料与地震测量的结论不相符合。这种矛盾的存在，说明了研究地球内部特点的方法和手段还有待于提高，并预示着根据地球物理学所推断的地球内部模型还需要不断进行修改和补充。

地质学的发展需要综合利用物理学、化学、生物学的理论和方法。各种地质现象可以认为是物理的、化学的、生物的地质作用在地球上长期作用的综合表现。只有与相邻自然科学的相互渗透和结合才能促进地质学的发展。这种相互渗透和结合会不断出现新的边缘学科，地质学发展历史已经证明，边缘学科的出现是地质学得到迅速发展的动力。

由于各种物理、化学的分析和实验仪器应用于地质学研究，使地质学在研究地壳物质组成的学科（矿物、岩石、地球化学、矿床、还包括古生物学等）可以进行定量分析和研究物质内部的微观世界，并揭示物质运动的某些规律。高温、高压技术和热力学理论的进展和引入，已使人们有可能揭露各种矿物、岩石、矿床的形成条件、机理和形成速度等问题。流体力学的进展，促使沉积学、沉积模式的研究和沉积岩石、沉积矿床形成理论的发展，并使岩石、矿床的形成和分布规律的研究工作更为深化，大大促进了地壳演变规律的研究，并服务于找矿勘探实践。

宇航事业和遥感技术的进展，不仅揭露了许多过去在地表上很难发现的巨型地质构造（线状构造，以及环状构造等），并使人们更清晰地了解地壳的构造特点，这有助于对深部地质构造的研究。当前随着对月球、火星、水星、土星等行星的物质组成、构造等方面资料的积累，使人们在探讨地球的形成和演化历史等方面有了更多可以借鉴和对比，并对研究地球内部构造得到不少启示。

地质学的发展需要辩证唯物主义思想方法的指导，地质学的最终目的是认识自然，并遵循自然规律去改造自然，为人类谋福利。自然界的地质现象是复杂的，是经过长期演变

的综合结果。地质科学的研究是采用观察、模拟、分析、综合等方法，要作出正确的结论往往需要以大量的观测和实验资料为根据。地质学的理论常常是先提出以假说，然后经过实践的检验以达到认识的提高。某些学说逐渐被人们承认，并用以指导进一步的实践。有些学说则被淘汰或被新的假说所代替。在研究过程中，如果没有正确的思想为指导，就不可避免地走上片面、主观和僵化的形而上学的认识论和方法论的道路上，不仅不可能得到正确结论，甚至可能走上错误的道路。在地质学发展历史上的几次大论战足以说明这点。每次争论的焦点都是围绕着是否以客观实际为依据来分析问题；是否按照事物不断运动和演变发展的观点去分析问题；在研究各种地质现象的演变过程中是否承认既有缓慢渐变的量变过程，同时又承认在地球和生物演化史中存在着突变或质变的过程。每次争论最终都是以唯物主义思想获得胜利，并推动地质学向前发展。因此，地质科学的研究工作必须以辩证唯物主义思想方法为指导，才能沿着正确的道路健康发展。

不言而喻，在地质学发展的过程中，人材的培养是头等重要的任务。培养出愿为地质事业奋斗终生；具有正确的辩证唯物主义思想并掌握扎实的地质理论和方法的体魄健壮的大批地质人材，地质学才能向前发展，并为人类创造更丰富的物质文明、精神文明作出贡献。

原书353至末缺页